РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 67

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY

ГЕОС

BULLETIN
OF COMISSION
FOR STUDY
OF THE
QUARTERNARY

№ 67

Editors-inchief:
candidate of geological and mineralogical sciences
I.A. CHISTYAKOVA
candidate of geological and mineralogical sciences
I.M. KHOREVA

MOSCOW
GEOS
2007

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 67

Ответственные редакторы:
кандидат геолого-минералогических наук
И.А. ЧИСТЯКОВА
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА

МОСКВА
ГЕОС
2007

УДК 551.79
ББК 26.323
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 67. – М.: ГЕОС, 2007. – 104 с.
ISBN 5-89118-355-2

В очередном номере содержатся новейшие материалы по изучению четвертичного периода, полученные в результате исследований в последние годы. Большой блок информации относится к проблемам геологии Севера. Ряд статей посвящен позднему плейстоцену и голоцену северных районов. Основное внимание уделяется вопросам стратиграфии, литологии, палеогеографии, палеонтологии.

Для геологов, палеогеографов, литологов, палеонтологов, археологов.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), М.Н. Алексеев, А.А. Величко,
И.А. Чистякова, И.М. Хорева, С.М. Шик

Рецензенты:
Доктор геолого-минералогических наук М.Н. Алексеев
Доктор геолого-минералогических наук Л.Н. Андреичева

Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 67. – M.: GEOS, 2007. 104 p.

The present issue contains the latest materials on the studies of the Quaternary period obtained as a result of the resent years. A considerable body of information related to Quaternary geology problems in the North is presented. A number of articles is devoted to the Late Pleistocene and Holocene of the northern areas/ The emphasis is made on the questions of the stratigraphy, lithology, paleogeography, paleontology.

The issue is addressed to geologists, palaeogeographers, lithologist, paleontologist, archaeologists.

Editorial board:
Yu.A Lavrushin (Editor-in-chief), M.N. Alekseev, A.A. Velichko,
I.A. Chistyakova, I.M. Khoreva, S.M. Shik

Reviewers:
doctor of geological and mineralogical sciences M.N. Alekseev
doctor of geological and mineralogical sciences L.N. Andreicheva

© Российская академия наук, 2007
© ГЕОС, 2007

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 2006 г. в преддверии проведения третьего Международного Полярного года была утверждена Программа фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим природных процессов Арктики». Одним из приоритетных направлений исследований в рамках данной программы является создание новейшей междисциплинарной концепции геологической истории квартера бассейна Северного Ледовитого океана. Создание такой концепции предполагает проведение комплексных исследований в различных областях: новейшей тектонике и геодинамике, стратиграфии и геохронологии, выяснение особенностей процессов осадконакопления в различных геоструктурных зонах Арктического океана и корреляция разнопорядковых природных событий, происходивших в субаэральных, шельфовых и глубоководных частях бассейна. На фоне этих исследований особое место принадлежит анализу развития субаэральной фауны млекопитающих, истории первобытного человека, растительных сообществ в условиях меняющегося климата. Для акватории Северного Ледовитого океана чрезвычайно важным является обобщение имеющихся данных по морской биоте и закономерностям накопления осадков с целью создания палеомаринистических реконструкций, выяснения истории морской ледовитости, колебания уровня морских бассейнов, соотношения суши и моря и т.д. Все изложенное предполагает создание единых для бассейна палеогеографических и палеоклиматических реконструкций. Создание такого рода реконструкций и выявление тенденций направленности развития природных процессов современной Арктики теснейшим образом связано с разработкой геолого-экологической концепции как основы для высокоразрешающей стратиграфии разномасштабных разного типа природных событий в Арктическом бассейне с учетом их экологических последствий в акватории и на прилегающей суше в последние 130 тыс.лет. Установление критических рубежей в развитии природной обстановки в квартере, обоснование их генезиса, поведенческой адаптации и быстрых преобразований субмаринных и субаэральных экосистем имеет первостепенное значение для разработки возможного проявления разного типа природных событий в различных геоструктурных и климатических обстановках Арктического бассейна.

В последние два десятка лет благодаря советским, российским и международным экспедициям появился огромный геологический материал по квартеру шельфовых морей Евразии, прилежащей суше, центральным районам Северного Ледовитого океана и арктической части Атлантического океана. Поэтому назревшей необходимостью в настоящее время является обобщение и синтез всего этого материала с целью создания упоминавшейся выше концепции. Но это дело дальнейшей работы.

В настоящем специальном выпуске Бюллетеня Комиссии по изучению четвертичного периода ОНЗ РАН публикуются первые результаты по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН, полученные в 2006 году. В представляемом виде они разнородны, поскольку отражают разные направления исследований и начальный этап обобщения обширного, часто дискуссионного, появившегося в последние годы нового обширного материала.

Академик-секретарь ОНЗ РАН
академик
Ю.Г.Леонов

Председатель Комиссии ОНЗ РАН
по изучению четвертичного периода
доктор геол.-мин. наук
Ю.А.Лаврушин

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 67, 2007 г.

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ, СТРАТИГРАФИЯ КВАРТЕРА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ТЕРРИТОРИИ АРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ВЕРХОЯНЬЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ)

Л.П. Имаева, В.С. Имаев, Б.М. Козьмин, А.И. Сергеенко, И.Н. Белолюбский, К. Зигерт

Многолетние геолого-структурные и сейсмологические наблюдения выявили в конце 20-го века на северо-востоке Азиатского континента гигантский Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП), соединяющий проявления сейсмичности в Северном Ледовитом и Тихом океанах [Карасик, 1968; Зоненшайн, Савостин, 1979; Coook et al., 1986; Имаев и др., 2000]. Как показывают материалы приводимые в данной статье, в сейсмотектоническом плане северо-восточный фланг ААСП может быть подразделен на два самостоятельных сегмента (Арктический или Лаптевоморский и Хараулахский) с развитием в их пределах характерных структурно-фациальных зон и тектонических парагенезисов, обусловленных определённым типом напряженного состояния земной коры и как следствие этого – особенностями проявления современных геодинамических процессов.

Арктический (Лаптевоморский) сегмент

Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена «цепочкой» эпицентров землетрясений, прослеживающихся параллельно линии островов Шпицберген – Земля Франца Иосифа – Северная Земля от трансформного разлома Де-Гира, трассируемого между островами Шпицберген и Гренландия, к устью реки Лены (рис.1). Пространственно она тяготеет к структурам срединно-океанического хребта Гаккеля, вытянутого на 1700 км при ширине 80–160 км от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых. В Арктической сейсмической зоне с начала века отмечено свыше 150 местных землетрясений с магнитудой 4,5–7,0. Очаги землетрясений группируются здесь, главным образом, в пределах земной коры [Аветисов, 1996; Fujita et al., 1990].

Арктический хр. Гаккеля входит в мировую систему подводных срединно-океанических хребтов Земли и является ее северным фрагментом, продолжающим Североатлантический срединно-океанический хребет в бассейн Северного Ледовитого океана. Сейсмичность хребта Гаккеля обусловлена процессами рифтогенеза и соответственно растяжением земной коры, вызывающим спрединг океанического дна [Грачев и др., 1973; Savostin, Karasik, 1981; Grachev, 1982]. Это подтверждается данными фокальных механизмов (сбросовые подвижки в очагах местных землетрясений) и особенностями пространственного распределения магнитного поля. Так, в центральной части хр. Гаккеля число аномалий магнитного поля составляет 47, а на его южном окончании оно уменьшается до 6. При этом скорость спрединга понижается от 0,6–0,7 см/год в центре рифта хр. Гаккеля до 0,3 см/год на его южном окончании [Карасик, 1968].

Имеющиеся в настоящее время морские геофизические данные, позволили выявить характерные особенности строения шельфа [Аветисов, Гусева, 1991; Аветисов, 1996; Грамберг и др., 1990]. Основными структурными единицами шельфа являются протяженные грабены и разделяющие их поднятия (горсты), занимающие его южную часть, и образующие рифтовую систему моря Лаптевых (рис.2). По последним данным, она прослеживается далее на север за пределы изученной территории и, по-видимому, сочленяется в области континентального склона с зоной хр. Гаккеля. Ширина южной части рифтовой системы 350–400 км, длина 400–450 км. Система узких грабенов и прогибов северо-западного простирания (Усть-Ленский, Омолойский, Усть-Янский, Чондонский, Бельковско-Святоносский и др.), имеющих длину до 200–250 км при ширине 40–60 км, была выявлена на дне моря Лаптевых по сейсмическим данным, полученным с помощью МОВ объединением «Севморгеология». Наличие этих грабенов подтверждается также особенностями распределения поля силы тя-

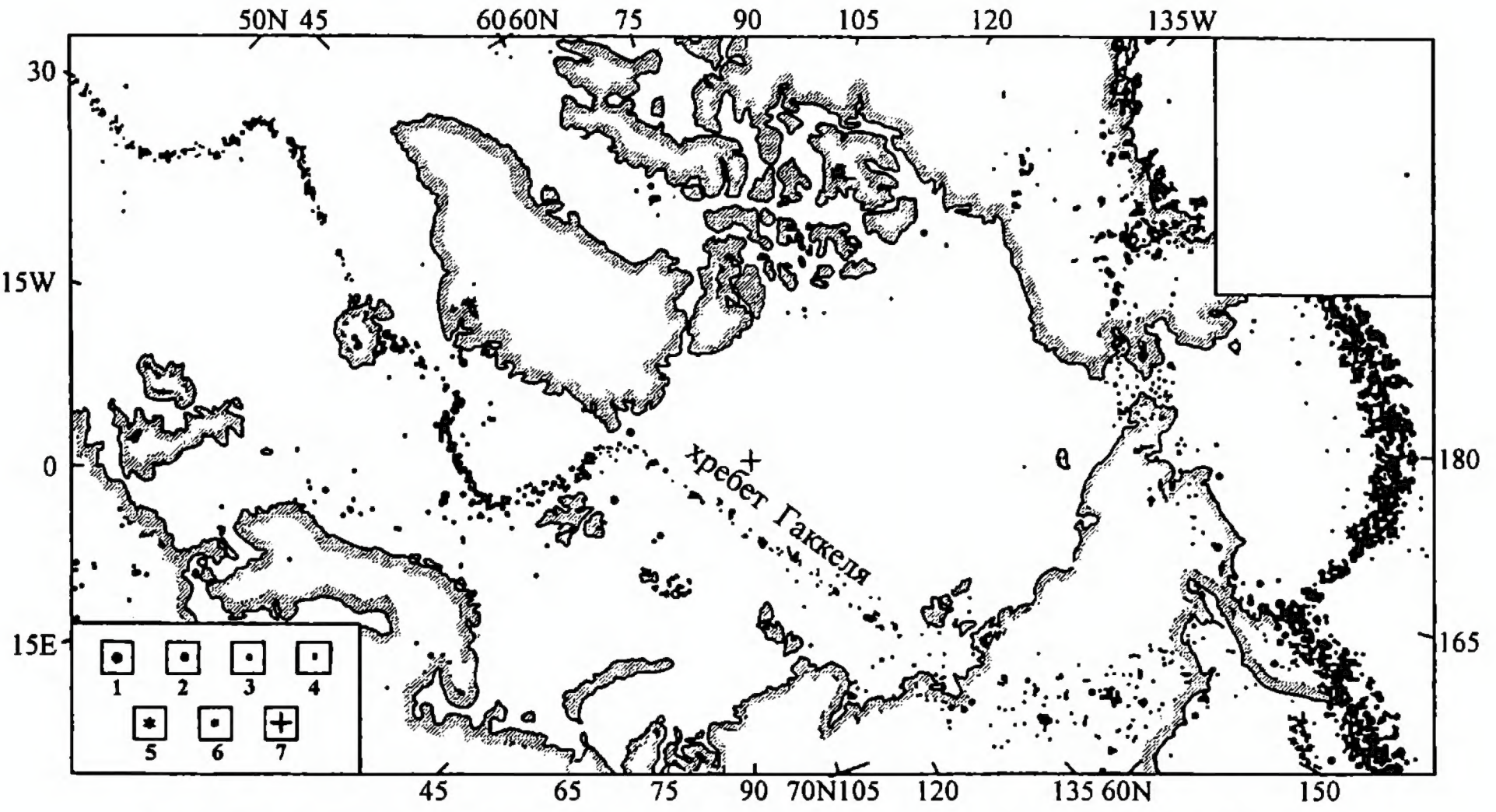

Рис.1. Карта эпицентров землетрясений Арктического региона и прилегающих территорий по [Атлас океанов...,1980] с дополнениями

1–4 – Магнитуда землетрясений с глубиной очага 0–60 км: 1 – M>7.0; 2 – 6.0<M<6.9; 3 – 5.0 <M<5.9; 4 – 4.0<M<4.9; 5 – землетрясения с глубиной очага 60 <h<300 км; 6 – землетрясения с глубиной более 300 км; 7 – расположение Северного полюса.

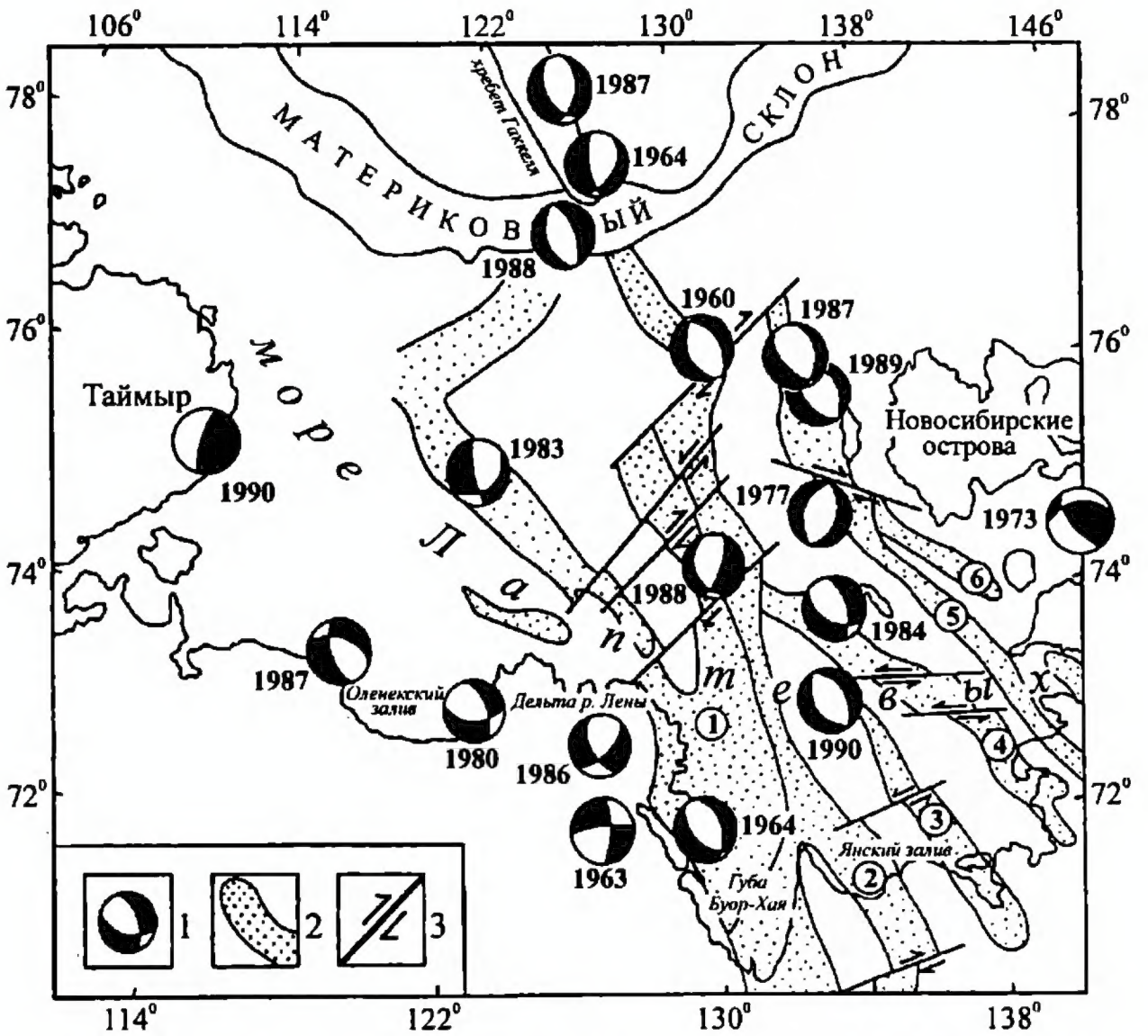

Рис. 2. Активные разломы и фокальные механизмы землетрясений (M>4.5) шельфа моря Лаптевых

1 – фокальные механизмы землетрясений и год их возникновения (черные – области действия напряжений растяжения, белые – сжатия); 2 – грабены дна моря Лаптевых (1 – Усть-Ленский, 2 – Усть-Янский, 3 – Чондонский, 4 – Широстонский, 5 – Бельковско-Святоносский, 6 – Ляховский), 3 – активные сдвиги, выявленные по геофизическим данным.

жести в восточной части моря Лаптевых в виде чередования узких линейных высокоградиентных зон северо-западного и субдолготного простираний, протягивающихся от континентального склона на побережье. Магнитное поле в переходной зоне практически однородно в отличие от резкой полосовой картины магнитных аномалий, соответствующей линейной структуре хребта Гаккеля. Названные впадины разделены между собой и ограничены совокупностью подводных поднятий: Центрально-Лаптевским поднятием, Шилонской структурной террасой, Столбовским горстом и др.

Наиболее ярким элементом рифтовой системы является меридиональный Усть-Ленский грабен, которому в рельефе дна соответствует одноименная депрессия. Он пересечен рядом сейсмических профилей и уверенно прослежен на расстояние 400–420 км от южной оконечности зал. Буор-Хая до 75° с. В северной части ширина грабена достигает 150–170 км. К югу он постепенно сужается и в средней части зал. Буор-Хая его ширина составляет 30–40 км. Структура грабена довольно сложная. Он на всем протяжении ограничен сбросами с амплитудой вертикального смещения 0,3–0,9 сек., что соответствует приближенно 0,3–1,0 км. В северной и центральной частях грабена его борта кулисообразно смещены серией субширотных сдвигов. Внутри грабена также прослеживается система сбросов, амплитуда смещений по которым в осевой зоне достигает 1,0 сек (более 1 км). Суммарная же амплитуда погружения фундамента в осевой части грабена более 5 сек, что указывает на большие (до 10 км) мощности его осадочного заполнения [Драчев, 2002: Анохин и др., 2003].

Наиболее наглядно Усть-Ленский грабен представлен на геологическом профиле (рис. 3), составленном в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН [Богданов и др., 1998]. В основу его построения положены материалы сейсмопрофилирования, выполненного объединением «Севморгеология» [Грамберг и др., 1990]. Названный профиль пересекает вкрест простирания структуры рифтовой системы моря Лаптевых в ее центральной части от дельты р. Лены до Новосибирских островов. На бортах Усть-Ленского грабена отчетливо прослеживаются сбросовые уступы. При этом, сбросы смещают весь комплекс кайнозойских осадков от эоценового до четвертичного возраста.

От восточного борта Усть-Ленского грабена между 72° и 73° с. ш. ответвляется более узкий (40–50 км) Усть-Янский грабен, который протягивается к побережью Янского залива и далее на континент. Здесь, в низовьях р. Яны его осадочное заполнение пройдено параметрической скважиной на глубину 420 м. В бортах грабена отмечаются сбросы с амплитудами 0,3–0,5 сек.

Разрывные нарушения восточной части шельфа моря Лаптевых непосредственным образом связаны с рассмотренной окраинно-континентальной рифтовой системой. Выделяется две разновидности разломов: субдолготные и северо-западные сбросы и субортогональные им сдвиги. Последние представлены тремя системами: субширотные (восток-северо-восточные), северо-восточные и северо-западные, которые согласно геофизическим данным в плане смещают отложения впадин с амплитудой до 2 км.

Сейсмичность хр. Гаккеля представлена узкой (60–80 км) полосой эпицентров землетрясений, которая на шельфе моря Лаптевых расширяется до 400–600 км, охватывая территорию между полуостровом Таймыр, дельтой р. Лены и Новосибирскими островами (рис. 4). Землетрясения происходят здесь на глубинах 4–36 км в пределах земной коры [Аветисов, Гусева, 1991]. На фоне диффузной сейсмичности шельфа выделяется несколько субдолготных (северо-западных) полос с повышенной плотностью землетрясений. Главная полоса, куда тяготеют все крупные события с магнитудой M=5,5–7,0, фиксируется от хр. Гаккеля в направлении Янского залива моря Лаптевых, обозначая границу Евразиатской и Североамериканской плит. Очаги землетрясений этой полосы сосредоточены во впадинах Лаптевоморской рифтовой системы или тяготеют к их бортам. По краям шельфа моря Лаптевых параллельно основной полосе обнаруживаются еще две полосы слабых землетрясений: западная – Лено-Таймырская и восточная – Новосибирских островов. Первая – тянется через дельту р. Лены вдоль побережья Оленекского залива моря Лаптевых к полуострову Таймыр и, возможно, к островам Северная Земля. Вторая – в виде субдолготной линии эпицентров следится из акватории Восточно-Сибирского моря через Благовещенский пролив между островами Фаддеевский и Новая Сибирь к северу.

За прошлый век в Лено-Таймырской полосе было зарегистрировано более 300 слабых землетрясений. Внутри неё наблюдается ряд отдельных максимумов сейсмичности. Так, скопление эпицентров землетрясений фиксируется на участке Оленекской протоки дельты р. Лены и в Оленекском заливе моря Лаптевых, где отмечено событие 1980 г. с M=5,4 с небольшой серией афтершоков (около 20). Второе скопление эпицентров выявлено к западу от первого в том же заливе вблизи полуострова Терпяй-Тумса. Оно пред-

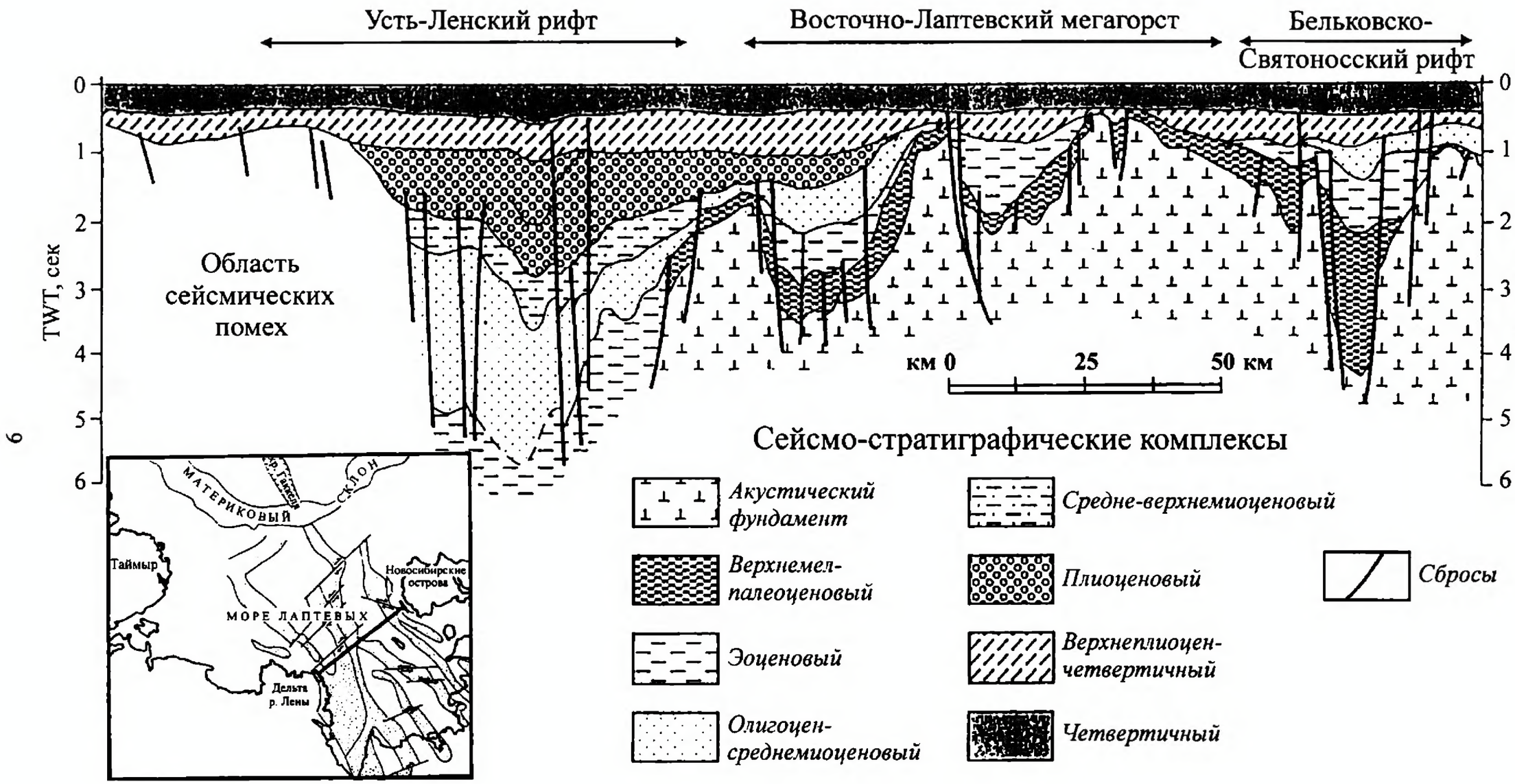

Рис. 3. Геологический профиль восточной части шельфа моря Лаптевых [по Н.А.Богданову и др., 1998]

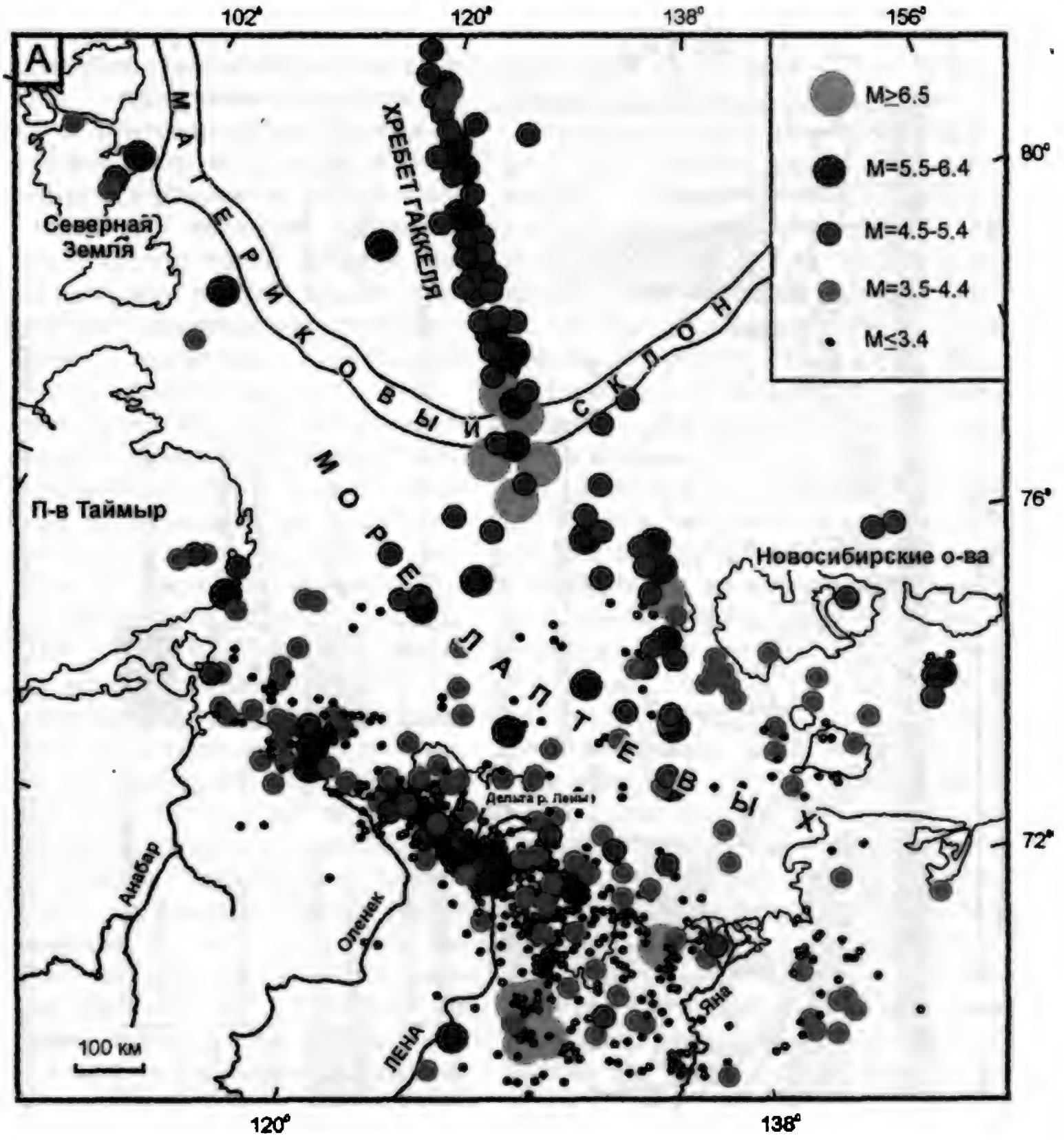

Рис.4. Схема эпицентров землетрясений шельфа моря Лаптевых и прилегающих районов за 1909–2003 г. с M= 3.4–7.0

ставляет рой землетрясений, которые происхо- дили в ноябре 1987 г. – мае 1988 г. (43 толчка). Наиболее сильное событие из них отмечено 25.11.1987 г. с M=5,1. И наконец, третья группа землетрясений тяготеет к полуострову Таймыр, где на его восточном побережье и примыкающей части шельфа произошло до 10 событий. Самыми значительными из них были подземные толчки, произошедшие в 1964, 1973, 1986, 1990 и 1996 годах в интервале магнитуд M=3,5–5,0.

Число событий во второй (восточной) полосе землетрясений в районе Новосибирских островов и Восточно-Сибирском море значительно меньше, чем в Лено-Таймырской зоне. Здесь за последние 60 лет отмечено лишь несколько десятков слабых землетрясений. Самое крупное событие имело место 15.12.1973 г. с M=4,9 в Восточно-Сибирском море. Оно сопровождалось небольшой последовательностью афтершоков.

Изучение поля тектонических напряжений, действующих на шельфе моря Лаптевых, проводилось на основе анализа фокальных механизмов землетрясений с M≥4,8–4,9. При этом, использовались данные по механизмам очагов землетрясений, найденных методом тензора момента центроида из каталога Harvard CMT и «Бюллетеня международного сейсмологического центра (ISC). В результате для главной эпицентральной зоны – границы между Евразиатской и Североамериканской плитами были проанализированы фокальные механизмы 16 сильных землетрясений с M=5,5–7,0, произошедших в 1964–2003 гг. на юго-восточном окончании арктического хребта Гаккеля и в рифтовой зоне шельфа моря Лап-

тевых (рис. 2). В рассматриваемых районах наблюдается устойчивое поле тектонических напряжений растяжения, ориентированного субширотно вкрест простирания основных структурных элементов, а подвижки в очагах землетрясений соответствуют сбросам.

Для определения типа тектонических движений в очагах землетрясений Лено-Таймырской полосы использовались параметры фокальных механизмов из бюллетеня ISC, каталога Harvard CMT, а также собственных диаграмм, построенных по данным Р-волн. Были рассмотрены решения для 4 землетрясений, отмеченных в дельте р. Лены. Все они характеризуются сбросовыми смещениями в их очагах, но ориентация напряжений растяжения в сравнении с таковыми в главной сейсмической полосе шельфа моря Лаптевых изменилась с широтной на северо-восток-юго-западную.

Наибольший интерес представляют два фокальных механизма: Таймырского землетрясения 1990 г., отмеченного на западной окраине шельфа моря Лаптевых, и Ляховского события 1973 г., возникшего в Восточно-Сибирском море. Для них удалось найти решения, благодаря сейсмограммным записям первых вступлений продольных сейсмических волн, зарегистрированным сейсмостанциями в Якутии, Прибайкалье, Алтае-Саянской зоне и Магаданском регионе, а также сведениям из оперативных бюллетеней ИФЗ РАН и ГС РАН и бюллетеней мировой сети NEIC и ISC.

Механизм очага Таймырского землетрясения имел следующие параметры плоскостей разрыва: первая – STK=178, DP=70, SLIP=90; вторая – STK=358, DP=20, SLIP=90. При этом, простирание обеих плоскостей разрыва – субдолготное, что совпадает с пространственной ориентаций фиксируемых в рельефе молодых разломов. Одна из них круто (угол 70°) падает на запад, а другая – под небольшим углом (20°) на восток. Подвижка по первой возможной плоскости разрыва соответствует взбросу, а по второй – надвигу Главные напряжения сжатия и растяжения были ориентированы в субширотном направлении (азимут соответственно 268° и 88°) под углами в 25° и 55° к горизонту.

В очаге Ляховского землетрясения 1973 г. одна из плоскостей сместителя была ориентирована в направлении юго-восток-северо-запад (азимут 156°) с крутым паденим на юго-запад (угол 66°), другая – близширотная (азимут 277°) с падением на северо-восток (угол 41°). Кинематический тип движения в очаге – взброс [Fujita, Kozmin, 1994].

Выявленные зоны эпицентров землетрясений (Лено-Таймырская и Новосибирских островов) совместно с основной полосой, возможно, оконтуривают на шельфе моря Лаптевых два блока: западный (Лаптевоморский) и восточный (Новосибирских островов), расположенных по обе стороны от границы Евразиатской и Североамериканской плит. При этом, на западной границе Лаптевоморского блока (район Таймыра) и восточной границе блока Новосибирских островов (район шельфа Восточно-Сибирского моря) по данным фокальных механизмов, по-видимому, существует режим сжатия как реакция на рифтинг, действующий в пределах основной зоны эпицентров(хр. Гаккеля). Именно образование названных блоков, возможно, объясняет наличие диффузной сейсмичности на шельфе моря Лаптевых.

Хараулахский сегмент

В тектоническом отношении Хараулахская сейсмотектоническая зона является северным сегментом Верхояно-Колымской складчатой области, испытавшей главную фазу складчатости в раннем мелу [Парфенов, 1984]. Ее заложение в рифее на переработанном крае Сибирской платформы и длительная эволюция в качестве обширной пассивной континентальной окраины, аккумулировавшей мощную многокилометровую призму осадков, наложили определенный отпечаток на структуру и характер наблюдаемых здесь дислокаций.

События кайнозойской истории этой территории связаны с взаимодействием Североамериканской и Евразиатской литосферных плит на Северо-востоке Азии вдоль границы, проходящей через северные отроги Верхоянского хребта. Важнейшим следствием этого взаимодействия явился рифтогенез на продолжении спредингового хребта Гаккеля, приведший к частичной деструкции континентальной коры на обширных площадях, в том числе и в Северном Верхоянье [Грачев и др., 1973].

Кайнозойский структурно-вещественный комплекс представлен в основном палеоцен-эоценовыми континентальными отложениями, залегающими с резким угловым несогласием на различных уровнях докембрийского и мезозойского комплексов сложнодислоцированных пород. Они выполняют ряд субдолготно ориентированных впадин, наиболее известными из которых являются Кенгдейская, Кунгинская, Согинская, Быковской протоки. Их заложение в палеогене обусловлено наиболее ранней фазой рифтогенеза в области континентального продолжения спредингового хребта.

В некоторых местах палеогеновые осадки смяты в складки и разбиты надвигами и взбросами, что указывает на проявление в кайнозое фазы сжатия. Результаты специальных структурных иссле-

дований, позволяют говорить о субширотной ориентировке оси сжатия, а рассмотрение данных по кайнозойским разрезам сопредельных территорий приводит к выводу о среднемиоценовом возрасте данного события [Савостин, Драчев, 1988].

Следующим эпизодом кайнозойской истории района была фаза растяжения в плиоцен-четвертичное время. Молодые сбросы, смещающие неогеновую кору выветривания, известны вдоль побережья залива Буор-Хая. Ось растяжения была ориентирована в субширотном или северо-восточном направлении.

По данным Р.О. Галабала [1987] в центральной части дельты р. Лена подошва голоценовых аллювиальных отложений прослеживается у современного уровня Трофимовской протоки, а в ее северо-восточной оконечности скважина, пробуренная до глубины 25 м, ее не достигла. В западной части дельты зырянско-сартанские слои смещены по разлому на 30 м. Формирование сбросовых структур в этом районе свидетельствует о фазе растяжения с осями предположительно субширотного и северо-восточного направлений [Имаев и др., 1990].

В результате проведенных структурно-фациальных исследований квартера Северного Верхоянья выделены Хараулахская и Буорхаинская структурно-фациальные подзоны (таблица) Установлено широкое распространение средненеоплейстоцен – голоценовых отложений при практическом отсутствии осадков позднего плиоцена – первой половины неоплейстоцена. Наиболее древней из четвертичных отложений является улаханюряхская свита средненеоплейстоценового возраста, прослеживаемая в приводораздельных частях и занимающая верхний геоморфологический уровень. Последующая активизация тектонических движений, выразившаяся в воздымании Хара-Улахского хребта, обусловила формирование в Хараулахской структурно-фациальной подзоне комплекса (лестницы) цокольных террас с отложениями преимущественно аллювиального генезиса в возрастном диапазоне поздний неоплейстоцен – голоцен.

В Хараулахской структурно-фациальной подзоне (Нижнехараулахский и Элидэпский участки) при нисходящих движениях происходило последовательное накопление поздненеоплейстоценовых аллювиальных осадков древних долин (первая ступень, ойягосский, молотковский горизонты) и едомных льдистых алевритов сартанского времени. В Буорхаинской структурно-фациальной подзоне формировалась толща едомных льдистых алевритов молотковско-сартанского возраста.

В целом стратиграфическая схема четвертичных отложений Северного Верхоянья коррелируется на уровне региональных стратиграфических горизонтов со Средней Сибирью, в частности с Нижней Леной.

В неотектоническом отношении Хараулахская сейсмотектоническая зона представляет монолитное обширное сводовое поднятие Северо-Верхоянского блока, ограниченное с запада и востока надвигами, полностью соответствующее мезозойской структуре одноименного мегоантиклинория [Гусев, 1979]. О суммарной амплитуде, дифференцированности структуры можно судить по положению вершинной поверхности, испытавшей сводовое изгибание и занимающее определенное гипсометрическое положение. Максимальные амплитуды в центральной части свода достигают 2000 м и уменьшаются на его крыльях до 1000–1200 на востоке и 500 м на западе. Границы передовых хребтов западного фланга совпадают с четко выраженной в рельефе системой разломов надвиговой кинематики. В центральной части свода отмечены правосдвиговые перемещения. Яркой чертой рельефа Северо-Верхоянского блока является чередование субдолготных поднятий и понижений, совпадающих, в целом, с основными тектоническими элементами территории (рис. 5).

Первые инструментальные данные о сейсмичности Северной Якутии относятся к 1909 г., когда мировой сетью сейсмических станций было зарегистрировано землетрясение в море Лаптевых вблизи дельты р. Лены с магнитудой M=6,8. В дальнейшем, за период 1914–1926 гг. этой системой наблюдений был зафиксирован еще ряд землетрясений с магнитудами M=5,5–6,0 м и эпицентрами в пределах моря Лаптевых. Самые сильные землетрясения (Булунские) произошли в 1927–1928 гг. в районе Хараулахского хребта (Северное Верхоянье). Эпицентры пяти Булунских землетрясений с магнитудами M=5,8–6,8 отмечены в 140–160 км к югу от пос. Тикси.

В районе исследований известны также другие близкие сильные Тит-Арынское землетрясение 1963 г. с M=5,0; Быковское землетрясение 1964 г. с M=5,3. В 1980 г. здесь произошло два землетрясения: с M=5,7 в Оленекском заливе моря Лаптевых и с M=4,0 вблизи Тикси. Следующее ощутимое событие с M=4,5, было отмечено в дельте р. Лены в 1986 г., а последнее местное сильное землетрясение было зарегистрировано 1 марта 1991 г. с M=5,1 в 105 км к северо-западу от Тикси.

Детальные структурно-геологические исследования, проведенные на территории Хараулахской сейсмотектонической зоны, позволили авторам получить вполне представительный материал по характеру развития активных разломов в ней.

Таблица

СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Общая шкала: Система	Надраздел	Раздел	Звено	Ступень	Региональные стратиграфические подразделения: Надгоризонт	Горизонт	Корреляция местных стратиграфических подразделений
							Северо-Верхоянская структурно-фациальная зона
							Харалахская структурно-фациальная подзона
							Элидэпская структурно-фациальная подзона
							Нижнехараулахский участок
							Элидэпский участок
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (КВАРТЕР)	ГОЛОЦЕН					Современный	Аллювиальные галечники, пески, торфяники низкой поймы, русел, кос. Споры, пыльца: ДК=ТК, СП-**доминанты** *Pinus pumila*, Cyperaceae, Gramineae; **субдоминанты** *Alnaster, Betula* кустарниковые; **сопутствующие** *Larix*, *Betula* древовидные, Ericales, *Artemisia*, Bryales, Polypodiaceae. ^{14}C 3120 ± 20 л. н. (МАГ - 1440) 1 - 4 м Аллювиальные галечники, пески I надпойменной цокольной террасы, высокой поймы. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - **доминанты** *Alnaster, Lucopodium*; **субдоминанты** *Betula* куст., Cyperaceae, Gramineae; **сопутствующие** *Betula* древовидн., Ericales, *Artemisia*, разнотравье, Bryales, *Sphagnum*. ^{14}C 8090 ± 100 л. н. - 8650 ± 190 л. н. (МАГ - 1438, 1439) 2 - 6 м	Аллювиальные галечники, морские галечники, пески. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - **доминанты** Gramineae, *Alnaster*; **субдоминанты** *Betula* куст., Cyperaceae, Ericales, **сопутствующие** *Pinus* s/g *Haploxylon*, Bryales, разнотравье, *Larix*. 2 - 6 м	Озерно - болотные (аласный комплекс) алевриты торфяники II надпойменной эрозионной террасы. Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - **доминанты** Cyperaceae; **субдоминанты** *Alnaster, Betula* куст., *Artemisia*; **сопутствующие** *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Salix*, Bryales. 2 - 3 м	Аллювиальные, озерные галечники, пески, алевриты, торфяники низкой равнины, аккумулятивной террасы, поймы, русел. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - **доминанты** *Alnaster, Betula* куст.; **субдоминанты** (попеременно) Ericales, Gramineae, *Artemisia*, Cyperaceae, Polypodiaceae; **сопутствующие** *Salix*, *Pinus* s/g *Haploxylon*, Bryales, *Sphagnum*, разнотравье. 2 - 4 м
				Четвертая		Сартанский	?	II надпойменная аккумулятивная терраса 5 - 7 м	Аллювиальные пески, алевриты. Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - **доминанты** Cyperaceae, Gramineae, *Alnaster*; **субдоминанты** *Betula* куст., Ericales, *Artemisia*, Polypodiaceae; **сопутствующие** *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Larix*, *Salix*, *Sphagnum*.	III надпойменная аккумулятивная терраса. Озерно - аллювиальные отложения высокой поймы 3 - 12 м	Пески, алевриты, торфяники, клинья льда. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - **доминанты** *Alnaster*, Ericales; **субдоминанты** Gramineae, Cyperaceae, разнотравье; **сопутствующие** Bryales, *Sphagnum*, *Betula* куст., *Larix*, *Pinus* s/g *Haploxylon*. Фауна: *Mammuthus primigenius* Blum.	Едомная свита. Алевриты льдистые, торфяники, растительные остатки. Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - **доминанты** (попеременно) Gramineae, Bryales; **субдоминанты** *Alnaster, Betula* куст.; **Сопутствующие** *Pinus* s/g *Haploxylon*, Ericales, Caryophyllaceae, Polypodiaceae. 20 м
			Верхнее	Третья	Едомный	Молотковский	Аллювиальные галечно валунные отложения II и III надпойменных цокольных террас. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - **доминанты** *Alnaster*;**субдоминанты** *Betula* куст., Ericales, Cyperaceae, Gramineae; **сопутствующие** *Artemisia, Pinus* s/g *Haploxylon*, Polypodiaceae, *Larix*. 2 - 4 м	II надпойменная аккумулятивная терраса	Аллювиальные галечники, пески. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - **доминанты** *Alnaster, Betula* куст.; **субдоминанты** Gramineae, Cyperaceae, Ericales; **сопутствующие** *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Larix*.	Галечники.Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - **доминанты** *Betula* куст., *Alnaster*; **субдоминанты** Gramineae, Ericales, Cyperaceae, *Artemisia*; **сопутствующие** разнотравье, *Larix*, *Selaginilla sibirica*, *Pinus* s/g *Haploxylon*.	Аллювиально - деловиальные галечно - щебнистые отложения 10 - 35 м Частично гравийники. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - **доминанты** *Alnaster, Betula* куст., Ericales; **субдоминанты** Gramineae, Cyperaceae, *Pinus* s/g *Haploxylon*; **сопутствующие** *Larix*, *Salix*, *Picea*, разнотравье. Фауна: *Mammuthus primigenius* Blum.
				Вторая		Ойягосский	?		Озерные гравийно - песчаные отложения. Споры, пыльца: ТК, СП, ДК - **доминанты** (попеременно) Gramineae, Bryales, *Selaginella sibirica*; **субдоминанты** Cyperaceae, *Artemisia*; **сопутствующие** *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Alnaster*, *Betula* куст., Polypodiaceae. 20 м	?	Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - **доминанты** (попеременно) Cyperaceae, *Artemisia*, Gramineae, Caryophyllaceae; **субдоминанты** *Alnaster, Betula* куст., *Salix*, Polypodiaceae; **сопутствующие** *Bryales*, *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Pinus* s/g *Haploxylon*. Фауна: *Mammuthus primigenius* Blum.
				Первая			Аллювиальные галечники террасового комплекса палеодолин, галечно - валунные отложения комплекса цокольных террас от V и выше. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - **доминанты** *Alnaster, Betula* куст.; **Субдоминанты** *Betula* древовидн., Ericales;**сопутствующие** *Artemisia, Pinus pumila, Larix, Pinus* s/g *Haploxylon, Salix*, разнотравье, *Picea obovata, Pinus silvestris, Alnus, Menyanthes, Ovoidites, Polygonum amphybium, Lucopodium complanatum, L. clavatum* и другие. 1 - 2 м			Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - **доминанты** *Alnaster*, Gramineae, *Betula* куст.; **субдоминанты** *Bryales*, *Artemisia*, *Betula* гр. древов.; **сопутствующие** *Pinus* s/g *Haploxylon*; *Larix*, *Salix*, *Selaginella sanguinolenta*.
			Среднее		Керемесит-ский		Улаханюряхская свита. Озерные алеврито - песчаные отложения. Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - **доминанты** (попеременно) Caryophyllaceae, Cyperaceae, Gramineae; **субдоминанты** *Artemisia*, разнотравье; **сопутствующие** *Alnaster, Betula* куст., *Salix*, Bryales, Polypodiaceae. Фауна: *Ovibos moschatus pallantis* H.Smith. 15 м				Улаханюряхская свита. Озерные алевриты, пески. Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - **доминанты** Cyperaceae, Gramineae; **субдоминанты** Caryophyllaceae, *Artemisia*; **сопутствующие** *Betula* куст., *Alnaster*, Polypodiaceae. 5-6 м
			Нижнее				?				?

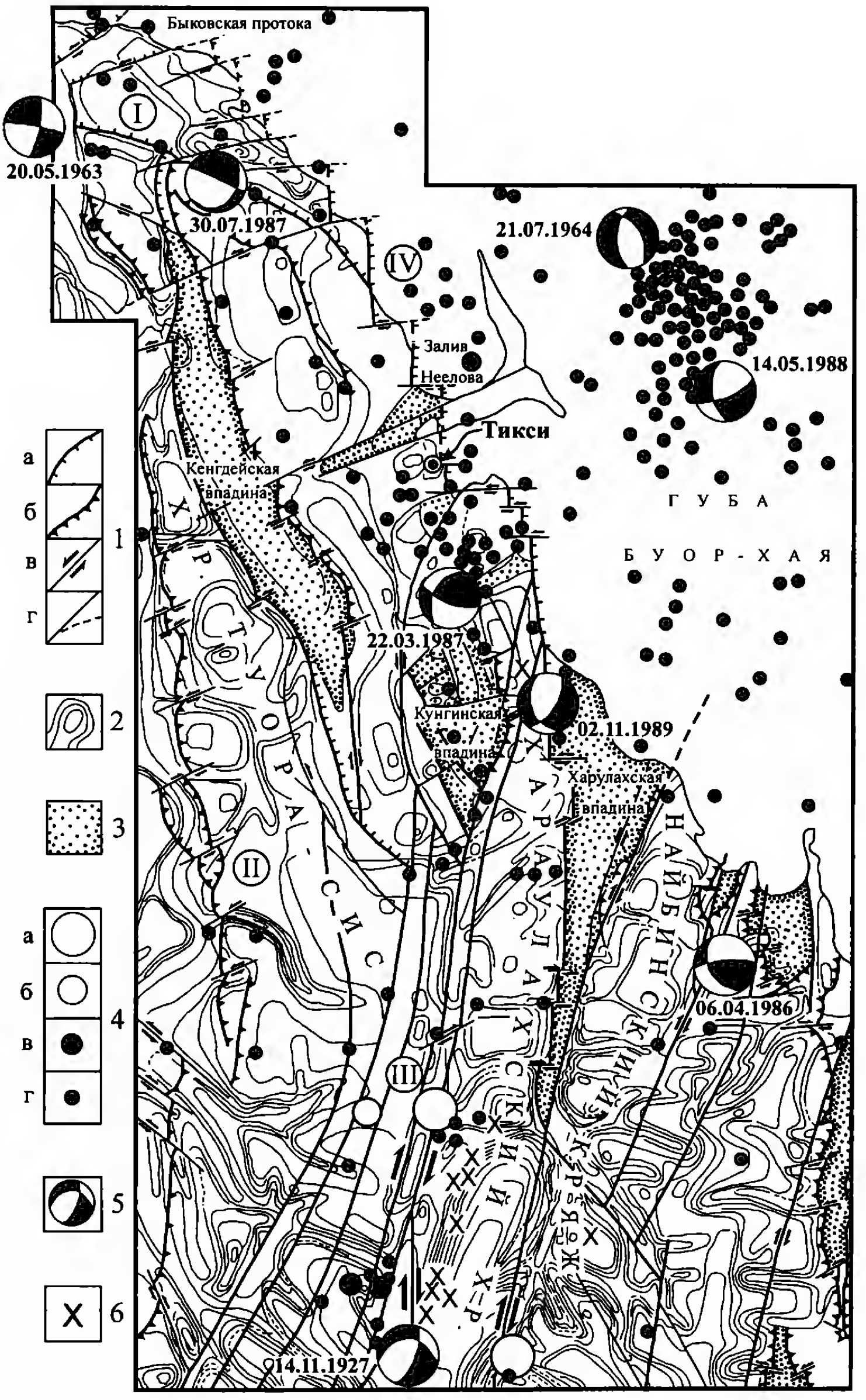

Рис.5. Схема сейсмотектоники Хараулахской зоны

1 – активные разломы, соответственно: сбросы, надвиги, сдвиги и неустановленной природы; 2 –морфоизогипсы; 3 – кайнозойские впадины; 4 – эпицентры землетрясений, соответственно с магнитудой M>6.8; 5.0 < M < 6.7; 4.9 < M <4.0; M <3.9; 5 – фокальные механизмы землетрясений, рядом проставлена дата их возникновения; 6 – сейсмодислокации.

На схеме активных разломов Хараулахской зоны, составленной по данным аэрофото – космодешифрирования, трещиноватости горных пород и фокальным механизмам, показаны системы региональных и локальных разломов, активных в кайнозое (рис. 6). При этом их кинематика подтверждается массовыми замерами тектонической трещиноватости приводимой на соответствующих диаграммах и анализом фокальных механизмов землетрясений. По особенностям пространственного распределения, протяженности и кинематики все дизъюнктивные нарушения объединены в четыре основные группы: Приморская система сбросо-сдвигов, Западноверхоянская система надвигов, Хараулахская система сдвиго-сбросов и Буорхаинская система сбросов.

На крайнем севере территории обособляется **П р и м о р с к а я система (I).** Наиболее значимым дизъюнктивом является Приморский сброс западного – северо-западного простирания с небольшой левосторонней сдвиговой компонентной. Он протягивается примерно на 50 км субпараллельно Быковской протоке от дельты р. Лены к заливу Неелова губы Буор-Хая. Его кинематика и ориентация плоскости сместителя подтверждается диаграммами трещиноватости и механизма очага землетрясения 30 июля 1987 г. Далее к югу Приморский сброс вдоль западного побережья губы Буор-Хая продолжает серия субдолготных (север – северо-западного простирания) сбросов общей протяженностью 160 км, рассекаемых северо-восточными сдвигами. Сбросы наблюдаются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины. Они выражены здесь причудливым обликом современного рельефа в виде характерных рубленых форм и резких уступов. Их рабочие плоскости устанавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевритах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и многочисленными зеркалами скольжения. Амплитуды перемещения по ним изменяются от нескольких десятков сантиметров до первых метров. С глубиной эти разрывы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические сбросы. Таким примером может служить разлом, закартированный в береговых обнажениях 8–10 – метровой морской террасы залива Буор-Хая неподалеку от впадения в него реки Ыт-Юреге. Здесь примерно в 50 км к югу от п. Тикси (600 м на северо-запад от устья р. Ыт-Юреге) наблюдается зона контакта карбоновых сланцев и миоценовой коры выветривания, представленной каолинитовыми глинами, развивающимися по сланцам (рис. 7). Зона диагностируется как листрический сброс с выполаживанием его плоскости сместителя (изменение угла падения с 55° в верхней части до 30–35° в нижней части обнажения). Плоскость разлома тянется параллельно морскому берегу и имеет северо-восточное падение (азимут падения – 50°). К ней приурочено развитие милонитов мощностью 20–25 см, а в коренных породах фиксируются многочисленные зеркала скольжения сбросового типа.

В поле силы тяжести Приморская разрывная система представлена Быковско-Ленской высокоградиентной зоной северо-западного простирания, интенсивность которой на отдельных участках достигает 20 мГал/км. При пересечении этой зоны с северо-востока на юго-запад фиксируется резкое погружение кристаллического фундамента. По расчетам работников в ЦПСЭ «Якутскгеология», указанная зона представляет собой серию сближенных тектонических нарушений типа сбросов, суммарная амплитуда смещения по которым составила свыше 6 км на северо-западе и около 2 км на юго-востоке. Этой же зоной разломов контролируется цепочка впадин северо-западного простирания, выполненных, судя по интенсивности связываемых с ними минимумов поля силы тяжести, рыхлыми палеоген-четвертичными осадками. Многочисленные изломы Быковско-Ленской зоны интенсивных градиентов, возможно, указывают на последующую нарушенность соответствующей ей зоны сбросов сдвигами. Амплитуда горизонтальных смещений по одному из них превышает 10 км.

З а п а д н о в е р х о я н с к а я система (II) расположена на правобережье низовьев р. Лены и отделяет складчатые сооружения Верхояно-Колымской области от Сибирской платформы. В районе Чекуровки надвиги прослеживаются также на левобережье р. Лены, где по наклонной зоне дробления соприкасаются кембрийские толщи лежачего крыла и вендские образования висячего. Амплитуда горизонтального смещения составляет здесь около 400 м. В 20 км по р. Чебукулах (правобережье р.Лены) надвиги выражены зоной контакта нижнекембрийских и мезозойских пород с амплитудой горизонтального смещения до 1 км. Южнее, в бассейне р. Джарджан, плоскости сместителей становятся пологонаклонными и представляют собой тектонический покров с горизонтальным смещением 3–4 км [Гусев, 1979]. В гравитационном поле указанная система разрывов выделяется субдолготной группой локальных минимумов Предверхоянского прогиба и максимумов Туора-Сисского выступа. Граница между этими структурами не контрастна, угол ее падения колеблется от 22° до 90°.

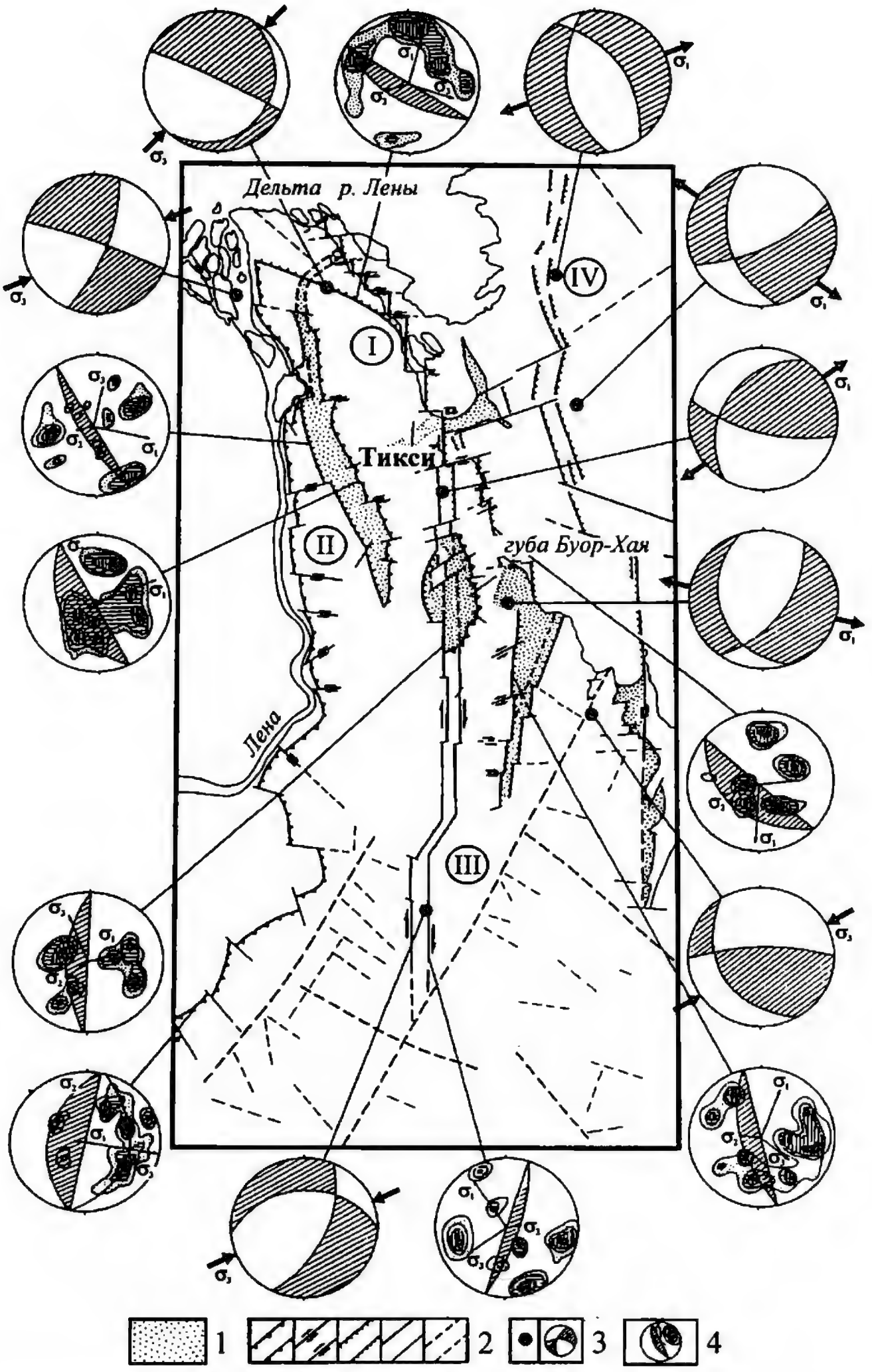

Рис. 6. Схема активных разломов Хараулахской зоны

1 – кайнозойские впадины; 2 – активные разломы, соответственно: надвиги, взбросы, сдвиги, сбросы, неустановленной кинематики и предполагаемые; 3 – фокальные механизмы очагов землетрясений; 4 – диаграммы трещиноватости горных пород с положением векторов главных осей напряжений и плоскости разлома.

Кинематический тип и элементы залегания плоскостей Западноверхоянских надвигов подтверждаются по данным трещиноватости и фокального механизма землетрясения 12 августа 1975 г. с M=5,4. Несмотря на древний возраст заложения рассматриваемая система разломов активна и в современное время, на что указывают отчетливая морфологическая выраженность на аэрофото – и космоснимках и эпицентры землетрясений, приуроченные к зонам их динамического влияния.

В центральной части района исследований трассируется **Х а р а у л а х с к а я система (III).** Она начинается в южных отрогах Хараулахского

Рис. 7. Листрический сброс, развитый на побережье моря Лаптевых, в районе устья р. Ыт-Юреге.
Темный фон на фотографии соответствует выходам тиксинской свиты (C_{1-2}), породы светлого тона соответствуют выходам коры выветривания плиоценового возраста (N_2).

хребта и прослеживается вдоль его западных склонов от р. Бэрис (правый приток р. Лены) на юге до Кунгинской впадины на севере. Система представляет собой зону сближенных субпараллельных долготных нарушений шириной 6–7 км и длиной до 200 км, состоящую из двух одинаковых, прямолинейных отрезков, расположенных кулисообразно друг к другу и соединенных диагональной перемычкой растяжения шириной в 3 км и протяженностью 20–25 км.

Активность Хараулахских разломов подчеркивается яркой морфологической выраженностью на аэрофотоснимках, приуроченностью к ним значительного числа сейсмопроявлений и дислокаций в виде ложбин, рвов, оползней и обвалов, а также местных землетрясений включая сильные 8–9-балльные Булунские 1927 г. Самым мобильным является южный фланг этой системы разрывных нарушений, на котором они в субдолготном направлении рассекают западные склоны Хараулахского хребта, параллельно его осевой линии, на расстоянии 15 км. Один из них дешифрируется на аэрофотоснимках прямой линией, которая однотипно смещает многочисленные субширотные параллельные русла рек Буркан и Баданг-Балагина (бассейн р. Бэрис), а также рассекает разделяющие их водораздельные хребты (рис.8).

Прямые структурно-геологические наблюдения, а также анализ трещиноватости в зоне влияния выявленного дизъюнктива показали, что его кинематика соответствует правому сдвиго-сбросу. На это указывает и фокальный механизм Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г. На сферограммах трещиноватости и механизма очага наблюдается совпадение элементов залегания плоскости сместителя рассматриваемого разлома, имеющего север – северо-восточное простирание.

На местности он надежно выделяется в виде кулисообразных рвов, секущих современных рельеф и гидросеть. Отдельные его фрагменты прослеживаются на горных отрогах пологими рвами, полузатянутыми грубообломочным делювиально-пролювиальным материалом и трассируется снежниками.

Последняя крупная субдолготная **Б у о р х а - и н с к а я зона** разрывных нарушений **(IV)** представляет собой систему сбросов, которые прослеживаются вдоль западного побережья губы Буор-Хая. Сбросы наблюдаются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины на расстоянии более 160 км. Они представлены в виде характерных рубленых форм и резких уступов современного рельефа. Рабочие плоскости этих разломов устанавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевритах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и многочисленными зеркалами скольжения. Амплитуды перемещения по ним изменяются от нескольких десятков сантиметров до первых метров. С глубиной эти разры-

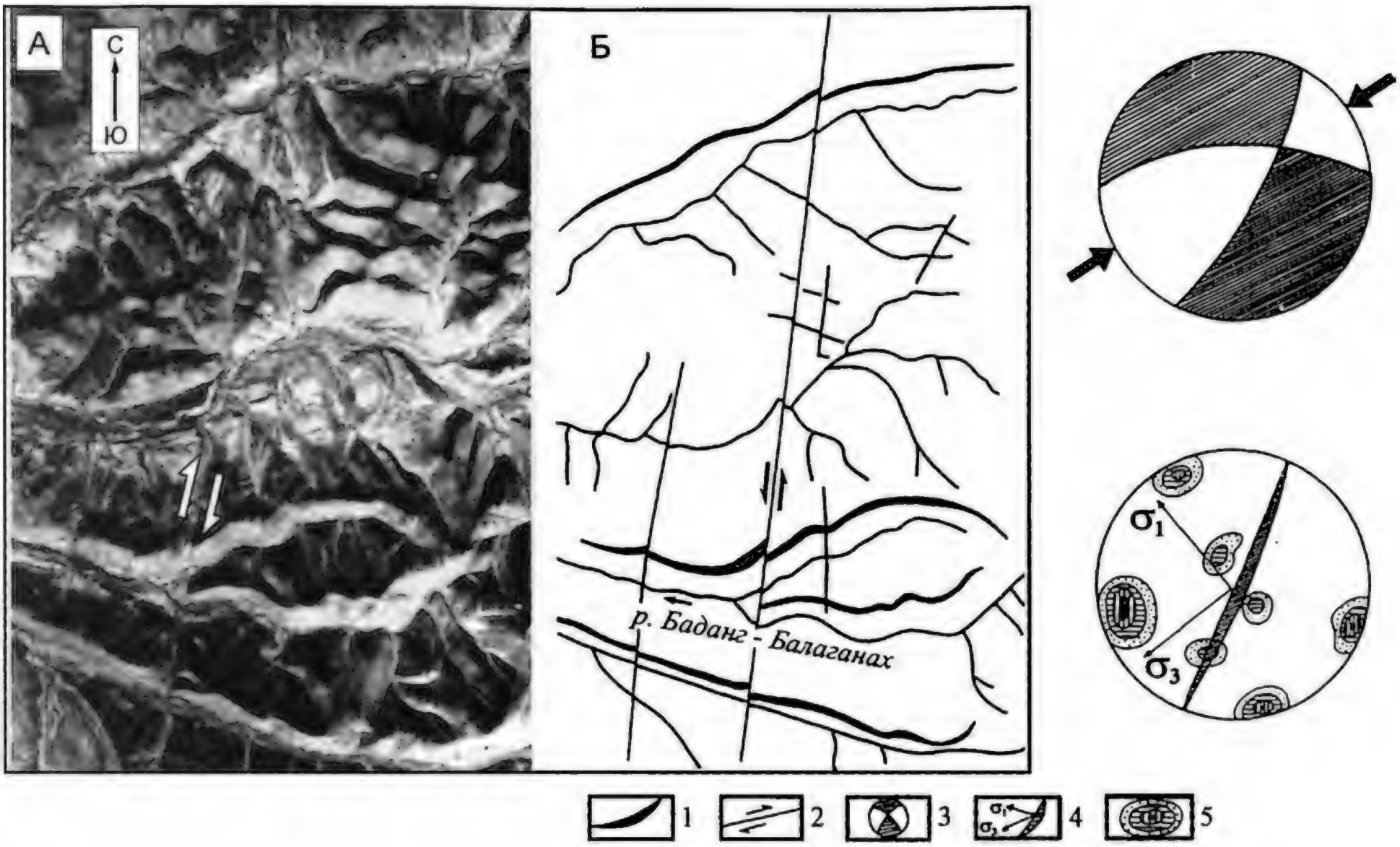

Рис. 8. Сейсмогенный разлом, подновившийся во время Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г.
А – аэрофотоснимок (стрелками показана плоскость разлома) и Б – фрагмент его дешифрирования.
1 – осевые части водоразделов; 2 – разломы сдвиговой кинематики; 3 – фокальный механизм землетрясения (черные области – область действия напряжений растяжения, белый – сжатия); 4 – плоскость активного (по геологическим данным) разлома и ориентировка векторов осей сжатия σ_3 и растяжения σ_1; 5 – изолинии плотности трещин в круговых диаграммах трещиноватости горных пород.

вы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические сбросы.

Сопоставление местоположения очагов местных землетрясений с особенностями «живой» тектоники Хараулахской зоны показывает, что эпицентры землетрясений тяготеют, главным образом, к выявленным крупным системам разрывных нарушений (Хараулахской, Приморской, Буорхаинской и Западноверхоянской) подтверждая их активность в современное время.

Напряженное состояние земной коры Хараулахской сейсмоактивной зоны исследовались на основе фокальных механизмов землетрясений, найденных по известной методике с использованием теории дислокаций [Балакина и др., 1972].

В целом, земная кора находится здесь под воздействием неоднородного поля тектонических напряжений. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различные азимуты простирания и углы падения от горизонтальных до субвертикальных. Это может свидетельствовать, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается как в условиях растяжения, так и сжатия.

Таким образом, на севере Якутии существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре существуют лишь несколько подобных областей. К ним, например, относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого взаимосвязаны со структурами срединноокеанического хребта в Индийском океане, и район Северной Калифорнии, где северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия, через разлом Сан-Андреас, соединяется с системой срединноокеанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Литература

Аветисов Г.П., Гусева Ю.В. Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным // Советская геология, 1991, N4, с.73–81.

Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики Санкт-Петербург. ВНИИокеанология, 1996, 185 с.

Анохин В.М., Гусев Е.А., Рекант П.В. Характер синокеанической тектоники Лаптевоморской океанической окраины // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы совещания, т.1, Москва: ГЕОС, 2003, с. 10–12.

Атлас океанов: Северный Ледовитый океан. М. Гл. упр. Навигации и океанографии МО СССР, 1962. 337 с.

Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. Вып. 8. 191 с.

Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Драчев С.С., Костюченко, Секретов С.Б. Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых. М.: Ин-т литосферы и внутренних морей РАН, 1998, 127 с.

Галабала Р.О. Новые данные о строении дельты р.Лена (четвертичный период) Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР 1987, с. 152–172.

Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского хребта // Докл. АН СССР. 1990. Вып. 311. N 3. С. 689–694.

Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56–75.

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 1979. 207 с.

Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника, 2002, N 6, с. 60–76.

Зонешайн Л.П. Савостин Л.А. Введение в геоднамику.М.: Недра,1979. 311 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 138 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – Москва: ГЕОС, 2000. 226 с.

Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике, 1968, вып. 6, с. 8–19.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.

Савостин Л.А., Драчев С.С. Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна // Океанология. 1988. Т. 28. N 5. С. 775–781.

Cook D., Fujita K., McMullen C.A. Present-day plate interactions in Northeast Asia: North American, Eurasian, and Ochotsk plates // Journal of Geodynamics. 1986. N 6. P. 33–51.

Fujita K., Cook D., Hasegava H., Forsyth D. and Wetmiller R. Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and North American plate boundary in Asia, In the Geology of North America. Vol. L. The Arctic ocean region, edited by A. Grantz, Johnson G.L. and Sweeney J.F.- Geological Society of America. Boulder. 1990. P. 77–100.

Fujita K. and Kozmin B.M. Seismicity of Arctic Schelf and its relationship to yecyonic features // 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins. U.S.Minerals Managemant Service. OCS Study MMS. 1994, P. 307–312.

Grachev A.F. Geodynamics of transitional zone from the Moma rift to the Gakkel ridges. In Continental margin Geology, edited by J.S. Watkins and C.L. Drake // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.33, Tulsa, OK, 1982. P. 103–113.

Savostin L.A., Karasik A.M. Recent plate tectonics of the Arctic basin and Northeastern Asia // Tectonophysics. 1981, vol. 74. P. 111–145.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 67, 2007 г.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ СОБЫТИЯ В БАССЕЙНЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В ПОСЛЕДНИЕ 60 ТЫС. ЛЕТ

Ю.А. Лаврушин

Главное внимание в настоящей статье сосредоточено на следующих разноплановых типах экстремальных событий: грандиозных изменениях в соотношении суши и моря, реконструкции элементов палеомаринологии окраинных морей севера Евразии и особенно высокой динамичности смены различного типа водных масс, кризисных моментах геологической истории морского ледового покрова Северного Ледовитого океана и, наконец, установление активизации тектоно-геодинамических событий.

Грандиозные изменения в соотношении суши и моря в последние 60 тыс.лет произошли во время последнего оледенения позднего плейстоцена. Со временем этого оледенения связана глобальная регрессия, в ходе которой уровень Северного Ледовитого океана понижался на 110–120 м [Марков, Суетнова 1964]. В результате значительные участки дна мелководных морей (имеются ввиду западно-арктические моря, прежде всего Баренцево и Карское) были осушены и стали ареной воздействия различного типа гляциальных процессов, свойственных субаэральным обстановкам. С деятельностью ледниковых щитов, распространившихся на осушенные пространства шельфовых морей, связано образование экзарационных и аккумулятивных типов ледникового рельефа, а также гляциодислокационных форм рельефа.

Таким образом, во время оледенения наиболее значительными событиями явились: значительное расширение суши, существенное обмеление водных бассейнов по крайней мере западно-арктических морей, широкое распространение ледниковых покровов на шельфы.

Во время деградации оледенения – в позднеледниковье – по существу, тренд изменения соотношения суши и моря имел обратную направленность, что было связано с быстро развивающейся позднеледниковой трансгрессией. На мелководных шельфах современных Баренцева и Карского морей в ходе трансгрессии с большой скоростью происходило разрушение последнего ледникового покрова. При этом это было связано не только с поверхностной, но и с **экстремальной субмариной абляцией** ледникового покрова. В результате в зарождающемся в позднеледниковье мелководном осадочном бассейне господствовало специфическое осадконакопление, важнейшей особенностью которого было **преобладание гляциотурбидитов**. Среди последних **значительная роль принадлежала суспензионно-мутьевым потокам**, которыми был обусловлен **лавинный тип седиментогенеза** [Лаврушин, 2005]. С этим седиментационным процессом связано накопление толщи ленточноподобных ритмичнослоистых отложений с прямой градационной слоистостью. Максимальная мощность толщи отложений достигает 70 м [Чистякова, Лаврушин, 2004]. Поляк и др. [Polyak et al., 1995] установили, что накопление этой толщи происходило в два кратковременных этапа гляциоморинной седиментации. Первый из них охватывал интервал времени 12,7–12,2 тыс.л.н. (C^{14} возраст) – беллинг, а второй 10,5–9,9 тыс. л.н. вторая половина молодого дриаса – начало пребореала, что соответствует двум экстремальным импульсам гляциоморинной седиментации в Норвежском море в ходе происходившей позднеледниковой трансгрессии [Polyak et al., 1995].

В последние годы по опубликованным материалам А.С.Лаврова и Л.М.Потапенко [2005] удалось реконструировать более детальную динамику позднеледниковой трансгрессии. По данным этих исследователей на юго-восточном побережье Баренцева моря от Чешской губы до Хайпудырской губы почти повсеместно на протяжении 800 км распространена так называемая прибрежная терраса, максимальная высота которой достигает 30 м; в направлении на восток она снижается. Одной из важных особенностей строения этой террасы является наличие в толще прибрежно-морских отложений прослоев разновозрастных торфяников, свидетельствующих о регрессивных кратковременных фазах в развитии позднеледниковой трансгрессии. Анализ имевшихся многочисленных радиоуглеродных датировок этих торфяников [Лавров, Потапенко,

2005], а также опубликованные материалы по смежным регионам [Polyak et al., 1995 и др.] позволили создать более детальную динамику изменений уровня Баренцева моря во время позднеледниковой трансгрессии (рис. 1). Прежде всего было установлено, что ее максимальный уровень был около 11 тыс.л.н., т.е. в аллереде. Позднее выявился прерывисто-снижающийся тренд трансгрессии, который своего минимума достиг около 10,3 тыс.л.н. Эта наиболее крупная регрессивная фаза, названная нами событием Варандей, имела возраст около 10,5–10,3 тыс.л.н. Это событие выделяется по торфянику, вскрытому на дне моря на глубине около 15 м вблизи пос. Варандей, который отражает наиболее низкое положение уровня моря. Кроме того установлены еще две кратковременные регрессивные фазы, возраст которых, судя по датировкам торфяников, был около 10,0–9,7 и 9,3–9,0 тыс.л.н.В целом упомянутые фазы снижения уровня позднеледниковой трансгрессии связаны, скорее всего, с кратковременными глобальными похолоданиями, которые существенно замедляли процессы деградации ледникового покрова. Остается лишь дополнить, что еще одна более древняя регрессивная фаза фиксируется на временном уровня около 11,7 тыс.л.н.

Необходимо также напомнить, что одной из важных особенностей деградации частей ледниковых покровов, находившихся на шельфах, является активное разрушающее воздействие на глетчерный лед вод позднеледниковой трансгрессии. Эти воды, внедряясь по трещинам в толщу льда, при одновременном повышении уровня моря образовывали многочисленные заливы глубоко вдающиеся в шельфовый ледниковый покров, что способствовало повышению скорости его деградации [Гросвальд, 1983]. Подобный процесс разрушения шельфового ледника был отнесен нами к одному из типов субмаринной абляции.

Наконец, важно отметить еще одно экстремальное событие позднеледниковья. В данном случае речь идет о катастрофических спусках подпруженных последним оледенением озерных водоемов, возникших в речных долинах. Подобные бассейны существовали в долинах Печоры, Оби, Енисея и их спуск был дополнительным фактором, способствовавшим как разрушению ледникового покрова, так и выносу на шельф огромного количества терригенного материала, образовавшего значительные дельтоподобные конуса выноса. Так, например, в приустьевой части Печоры в Печорском море имеются песчаные островки, так называемые Гуляевские кошки, являющиеся сохранившимся фрагментом одного из дельтоподобных конусов.

Итак, подведем некоторые итоги. Своеобразие процесса дегляциации арктических шельфов было связано не только с потеплением климата, воздействие которого в Арктике было менее интенсивно, чем в средних широтах, но и с водами позднеледниковой трансгрессии. Скорость разрушения ледникового покрова оказалась катастрофической; близкими по скорости процесса оказались изменения и в соотношении суши и моря. Как показывают расчеты, акватория Баренцева моря (включая Печорское) воссоздалась примерно за время около 2 тыс.лет. При этом, за этот короткий интервал времени в арктических широтах были уничтожены шельфовые ледниковые покровы и море проникло вглубь суши – с запада на восток – от бровки континентального склона более, чем на 1000 км. Как упоминалось, значительное влияние на разрушение ледникового покрова также оказывал катастрофический спуск подпруженных озерных водоемов, который имел, однако, локальное значение.

Наконец, значительный интерес представляла собой внутренняя динамика позднеледниковой трансгрессии, осложненная неоднократными кратковременными снижениями и повышениями уровня моря, что было продемонстрировано на рис. 1.

Теперь кратко рассмотрим изменения в позднеледниковое время в соотношении суши и моря в арктическом районе, не подвергавшемся материковому оледенению. Наибольшее количество материалов в этом плане имеется для моря Лаптевых, где работала международная российско-германская экспедиция. Кроме того по данным отечественных исследователей на о.Котельном и Новосибирских о-вах, а также на прилегающей с востока к территории Приморской низменности, в толще позднеплейстоценовых отложений распространены лишь континентальные образования. Характерной особенностью этих отложений является их мерзлое состояние и содержание в них различных типов толщ льда, часть из которых имеет значительные мощности. По данным бурения на дне моря Лаптевых под маломощным покровом морских отложений распространены также континентальные отложения.

В пределах различных частей акватории моря Лаптевых российско-германской экспедицией было поднято 14 колонок донных отложений, характеризующих верхнюю часть континентального склона, а также внешний, центральный и внутренний шельфы [Bauch et al., 2001]. По морскому биогенному кальциту из этих колонок в различных лабораториях (Университеты Киля и Аархус – соответственно, Германия и Дания) было получено 119 радиоуглеродных дат. Анализ

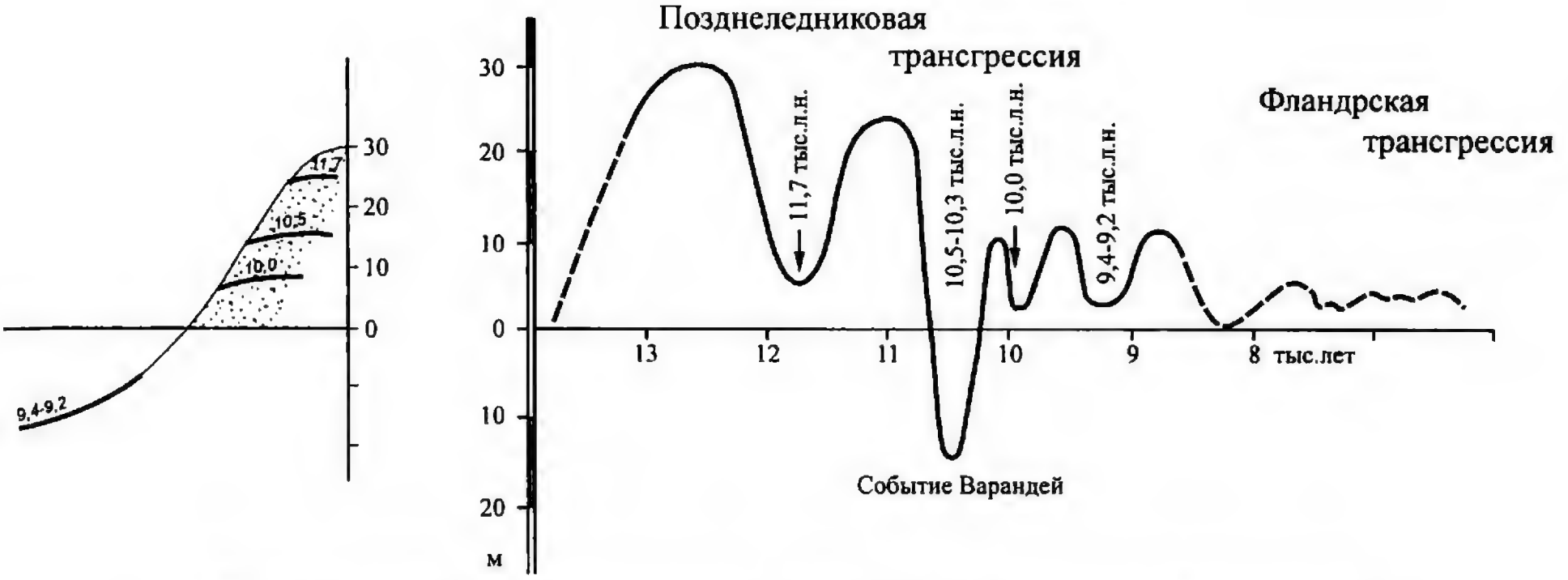

Рис. 1. Изменения уровня Баренцева моря во время позднеледниковой трансгрессии

этих датировок, проведенный нами, показал, что море Лаптевых в своей значительной части возникло в самом конце аллерода – в молодом дриасе в интервале времени 11,2–10,2 тыс.л.н. (здесь и далее дается C^{14}-возраст). При этом внешний шельф начал образовываться в конце аллерода – в начале молодого дриаса (наиболее древняя датировка этого события имеет возраст 11060±70), а центральный шельф формировался с конца молодого дриаса (наиболее древняя датировка 10,3 тыс. л. н.) до середины бореала. Внутренний шельф образовывался в основном в атлантический период голоцена, хотя имеется одна датировка самого конца бореального времени. Колонка с этой датировкой расположена юго-западнее о.Котельного в долиноподобной рытвине, которая сопоставляется с древней долиной Яны или новейшим грабеном. Возможно, что в раннем голоцене в этой депрессии в начале бореала располагался палеозалив. Наиболее высокий уровень в голоцене был в конце атлантического периода – в фландрскую трансгрессию [Bauch et al., 2001].

Подводя итоги изложенному материалу можно констатировать, что, судя по имеющимся датировкам, за 800–1000 лет воды Арктического океана вторглись в пределы суши примерно на 500 км, образовав акваторию моря Лаптевых (рис. 2). Подобное катастрофическое изменение в соотношении суши и моря было обусловлено тремя факторами: повышением уровня моря в конце позднеледниковой трансгрессии, интенсивностью процессов абразии льдонасыщенных пород, что свойственно для них и в настоящее время, а также проградацией хр.Гаккеля, по существу тектоническими процессами. Не исключено, что в начале молодого дриаса процессы проградации стали более интенсивными и в результате была образована грабеноподобная депрессия, по которой происходило проникновение трансгрессии вглубь суши в виде ингрессионного залива, что способствовало увеличению интенсивности процессов абразии многолетнемерзлых пород. Не исключено, что проникновение морских вод и образование ингрессионных заливов, внедрявшихся вглубь области распространения континентальных толщ первоначально также происходило по палеодолинам Оленека, Хатанги-Анабара и упоминавшейся палеодолине Яны, что в конечном итоге способствовало интенсификации процессов абразии.

Наконец необходимо упомянуть об изменениях в соотношениях суши и моря, не связанных непосредственно или косвенно с ледниковыми событиями в более древнее каргинское время. В качестве примера можно упомянуть каргинскую трансгрессию среднего валдая на севере Европейской России. На полуострове Канин, в приустьевой части левобережья долины р.Мадахи имеется обнажение, в котором имеются две пачки морских отложений отделенных друг от друга прослойкой торфа [Лаврушин, Эпштейн, 2002], для последнего была получена конечная датировка 42 тыс.лет. Этот прослой торфа фиксирует фазу снижения уровня моря и последующий второй трансгрессивный этап. Скорее всего, подобная динамика этой трансгрессии была связана с кратковременными эвстатическими колебаниями уровня моря.

Проникновение данной трансгрессии вглубь суши было сравнительно незначительным и фиксируется лишь в пределах приустьевых частей крупных древних долин, в которых образовывались ингрессионные заливы.

Изучение особенностей палеоаринологии окраинных морей севера Евразии

Исследования в области реконструкции особенностей палеомаринологии арктических морей

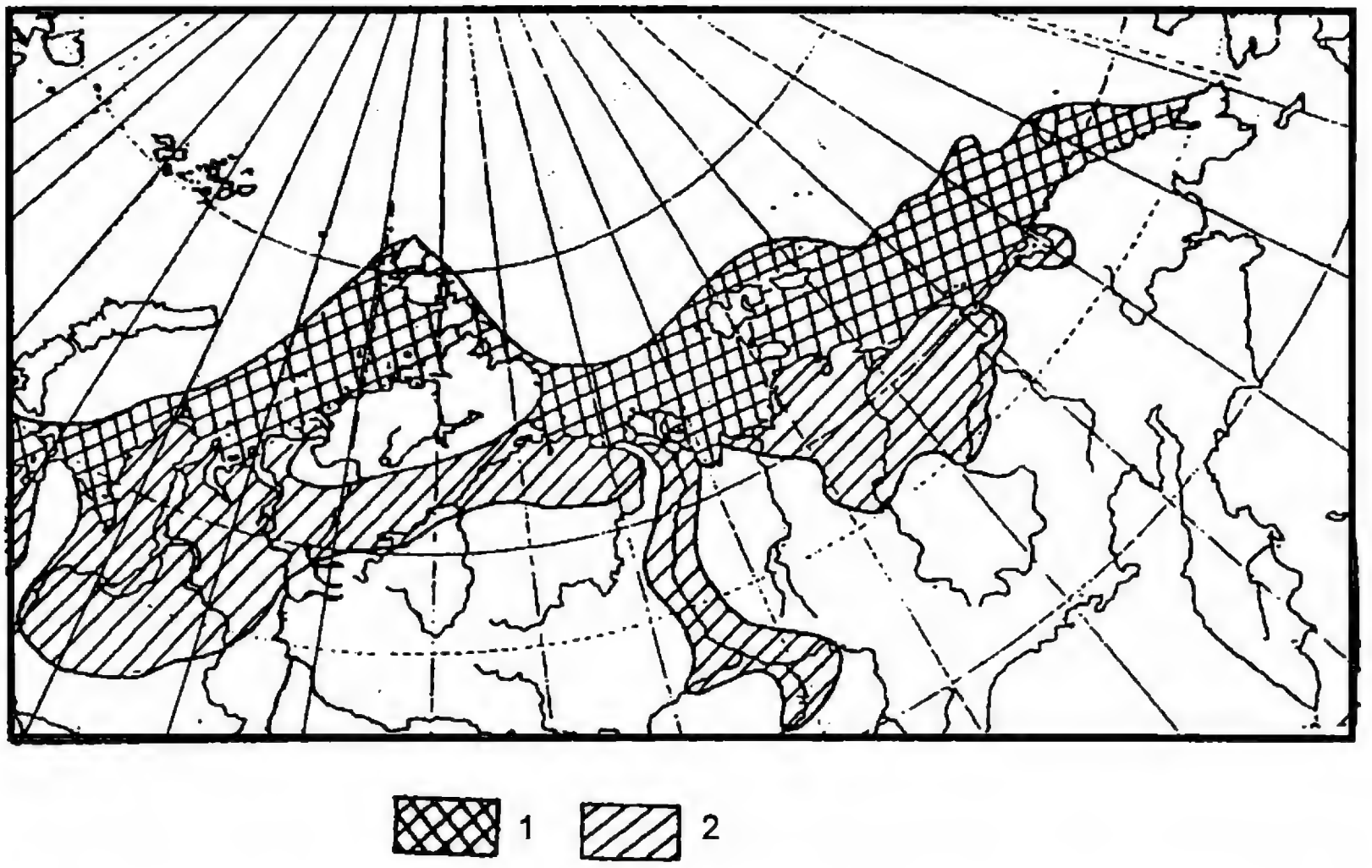

Рис.2. Экстремальное изменение в соотношении суши и моря в завершающей фазе позднего плейстоцена и в голоцене в восточной части арктического побережья азиатской части России
1 – затопление суши; 2 – области интенсивного проявления термокарста

севера Евразии находятся в своей начальной фазе. Поэтому в настоящей статье будет обращено внимание лишь на некоторые направления исследований по этой проблеме. Первое из них – это пространственно-латеральное и вертикальное расслоение водной толщи по солености, что было связано одновременными процессами – деградацией ледниковых покровов на суше, сопровождавшейся поступлением в бассейн обилия талых вод, и позднеледниковой трансгрессией. Что касается пространственно-латерального расслоения водной толщи вблизи разрушающегося ледникового покрова, то речь в данном случае идет о приледниковой и удаленной от ледникового покрова частей водного бассейна. Главными особенностями приледниковой части бассейна являлись преимущественно пресноводный или слабосолоноватоводный типы водной массы и господство в ней процессов осадконакопления, связанных с различными типами гляциотурбидитов [Чистякова, Лаврушин, 2004]. Благодаря незначительной солености, часто и пресноводности, а также высокоплотностным суспензионно-мутьевым потокам эта прилежащая к леднику субмаринная перигляциальная зона представляла собой подводную «мертвую» пустыню. Подобный вывод основывается на том, что каких либо захороненных остатков биоты в толще формирующихся в этой обстановке осадков (за исключением самых верхов разреза) обычно не имеется. Так, например, в фьорде Хорсунн в южной части о.Западный Шпицберген в области господства суспензионных потоков, образованных талыми ледниковыми водами не имеется ни бентосной, ни планктонной фауны [Gorlich et al., 1987]. Об этом же свидетельствует (в отношении бентоса) хорошо выраженная слоистость и отсутствие биотурбаций. Это позволяет рассматривать зону субмариной пустыни, как район экологического хиатуса, отражающего кризисную ситуацию в морской экосистеме.

Ближе к периферии субмариной «пустыни», где плотность суспензионных потоков уменьшается, в ходе позднеледниковой трансгрессии, под них в виде клиновидных языков начинают внедряться более тяжелые морские воды, что способствует возникновению вертикальной расслоенности водной толщи и проникновению в ее нижнюю часть бентоса. Значительная мутность воды создает неблагоприятные условия для проникновения планктона. Поэтому периферия зоны субмариной пустыни в экологическом плане может рассматриваться как зона появления пионерных видов бентоса. Естественно, при высокой динамичности фронтальной части ледника возможна миграция как областей осадконакопления, так и соответственно разного типа экологических обстановок, что показано на (рис. 3).

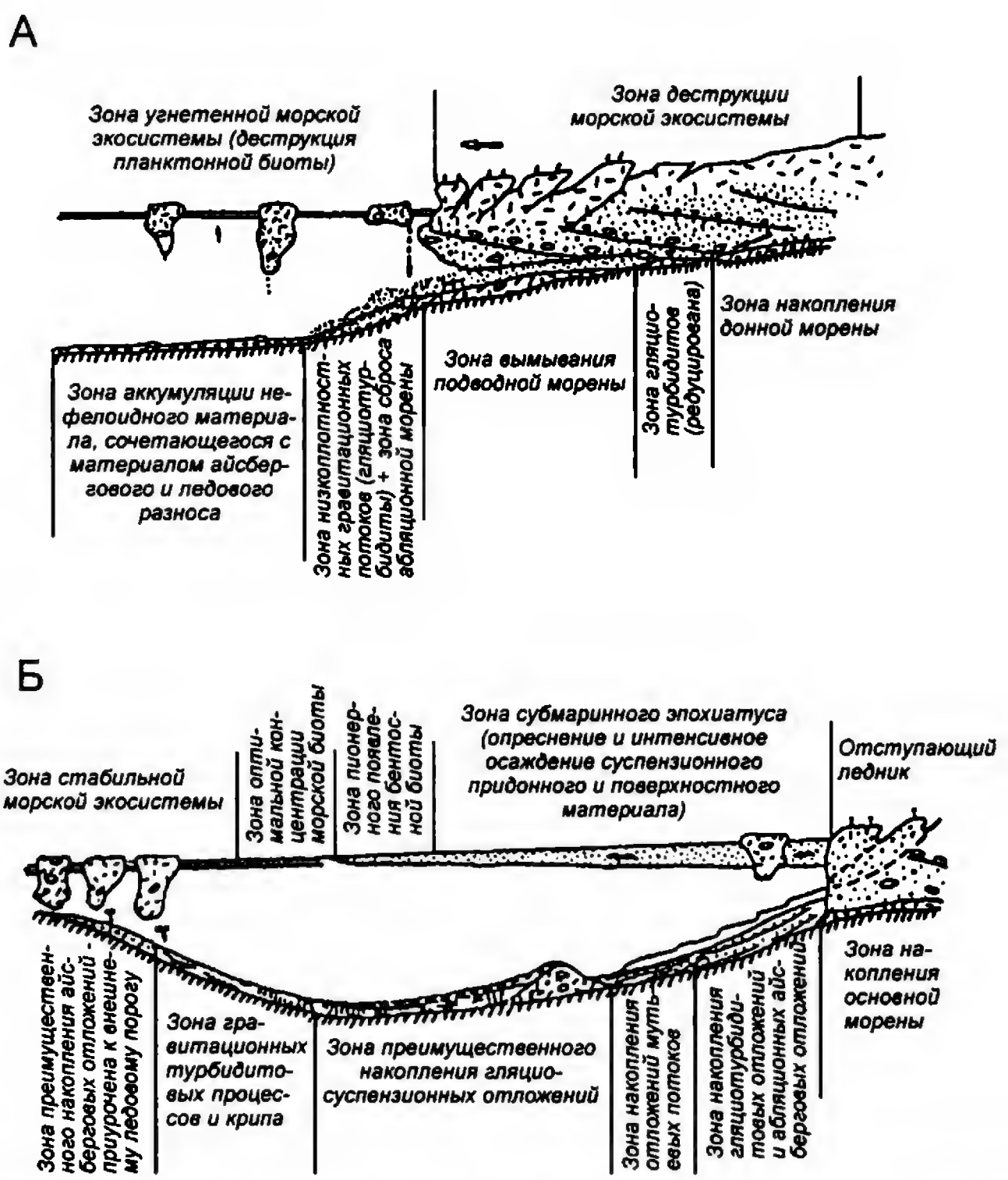

Рис. 3. Зональность областей осадконакопления и экологические ситуации в трансгрессивную (А) и регрессивную (Б) стадии ледника (фьордовый вариант).

Следующий малоизученный вопрос, который необходимо обсудить хотя бы в постановочном плане – это время возникновения сложной системы морских течений в шельфовых морях арктической части Евразии. В этой связи можно отметить лишь несколько моментов. Первый из них, который позволяет получить информацию о направленности морских течений, связан с изучением биоты. В этом отношении для интересующего нас временного интервала оказались весьма показательны результаты изучения ассоциаций фораминифер в голоценовых отложениях арктических морей Евразии (см. статью И.М.Хоревой в настоящем Бюллетене).

Анализ публикуемой в статье И.М.Хоревой таблицы позволяет сделать следующие выводы. В голоцене господствующими зоогеографическими типами ассоциаций фораминифер являются арктический и бореально-арктический. Лишь на западной и восточной окраинах шельфовых морей российской части Евразии в атлантическое и суб-атлантическое время появляются арктическо-бореальные ассоциации. По составу фораминифер арктическо-бореальные и бореально-арктические ассоциации свидетельствуют о том, что в Баренцево, Карское моря и море Лаптевых в запада проникали как собственно атлантические воды, так и их трансформируемые аналоги. В Чукотском море подобного типа ассоциации связаны с тихоокеанскими водами. Далее на этой же таблице фиксируется периодическая смена господства указанных выше типов ассоциаций. Для раннего голоцена и суббореала в отложениях шельфовых морей установлено доминирование арктических ассоциаций фораминифер, что связано с приближением к побережью полярных водных масс. Важно отметить, что именно в эти временные интервалы на прилежащей суше по результатам работ многих исследователей отмечается достаточно значительное похолодание, а в суббореале на

Европейской части российского севера впервые в голоцене появилась зона тундры. Необходимо отметить также обнаружение в отложениях атлантического периода голоцена моря Лаптевых наряду с бентосными, планктонных фораминифер, что не исключает появление (правда, в весьма предположительной форме) последних в связи с зарождением так называемой Великой Сибирской полыньи, которая в той или иной форме существовала и существует до настоящего времени.

Как было показано ранее, в суббореале возникло холодное Восточно-Шпицбергенское течение на северо-западе Баренцева моря, что характеризует изменчивость палеомаринологии арктических морей [Лаврушин и др., 1995].

Наконец, в последние десятилетия появились новые данные о палеоокеанологических событиях. В частности речь идет об адвекции атлантических вод в полярную часть Атлантического океана, а также о появлении талых ледниковых вод в высокоширотных океанских частях Арктики. Но нам удобнее эти палеоокеанологические события рассмотреть в следующем разделе статьи, поскольку они оказывают непосредственное влияние на ледовитость океана.

Материалы к геологической истории ледовитости Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет

В настоящее время среди значительной группы исследователей в том числе авторов реконструкций природной обстановки проекта CLIMAP распространены представления о термодинамической устойчивости морского ледового покрова Северного Ледовитого океана. Более того, в некоторых работах говорится о непрерывности существования ледового покрова на протяжении нескольких миллионов лет. Однако в последнее десятилетие в связи с глобальным потеплением климата отмечены важные изменения в структуре водной массы, в морской биоте и в ледовом покрове океана. В отношении последнего, как показала космическая съемка, в последнее время в океане вплоть до Северного полюса начали возникать огромные полыньи, отражающие внезапное событие частичной деструкции морского ледового покрова Северного Ледовитого океана.

Анализ имеющихся публикаций, в которых в той или иной степени затрагивается эта проблема, показал, что в геологической истории морского ледового покрова Северного Ледовитого океана неоднократно возникали эпизоды экстремального уменьшения ледовитости, существенно более масштабные, чем возникшие в настоящее время. Важной методической основой для подобного вывода явились установленные корреляционные связи кислородно-изотопных стадий и подстадий, обнаруженных в Гренландском ледниковом покрове и в донных отложениях северной части Атлантического океана, вскрытых скважинами и колонками, со слоями (событиями) Хейнриха [Heinrich, 1988]. Эти события фиксируют эпизоды массового сброса материала ледового разноса тающих айсбергов и фрагментов морского льда. Второй важной методической основой сформированного вывода явилось обнаружение в отложениях высокоширотных районов Атлантики планктонных фораминифер, фиксирующих эпизоды разрушения морского ледового покрова и существование открытого океана. Более того, фораминиферы, а в некоторых случаях совместно с кокколитами, участвуют в толще океанских осадков в сложении так называемых высокопродуктивных слоев (HP). Эти слои фиксируют неоднократные (по составу планктонных специй) процессы адвекции атлантических вод в высокоширотные районы Атлантического океана, способствовавшие увеличению интенсивности процессов таяния значительных объемов морского льда и айсбергов, приповерхностной редукции солености и, соответственно, вертикальном расслоении океанской водной массы.

Несомненно значительный вклад в выявление временной последовательности интенсивного проявления процессов сброса материала ледового разноса (IRD) был сделан Хейнрихом [Heinrich, 1988] при изучении донных колонок, поднятых в северо-восточной части Атлантического океана в районе возвышенности Драйзек (глубины от 3900 до 4550 м).

В изученных колонках донных отложений в пределах позднего плейстоцена Х.Хайнрих выявил шесть интервалов повышенного содержания материала ледового разноса (фракции 180–3000 mm). Одновременно изучались планктонные фораминиферы, среди которых установлены фораминиферы поверхностных холодных вод: Neogloboqudpina pachidenma (S.); поверхностных теплых вод: G. truncatulinoides, G. scitula, G. ruben и G. hirsute; поверхностных умеренных (промежуточных) вод: G. inflata. Необходимо отметить,что в ходе исследований было установлено, что наибольшее процентное содержание N.pachiderma, являющейся одним из индикаторов поверхностных холодных талых вод почти полностью совпадает с пиками повышенного содержания в осадках материала ледового разноса.

В отношении причин происхождения слоев с повышенным содержанием материала ледового разноса, то первоначально это связывалось, глав-

ным образом, с эпизодами высокой инсоляции, которая оказывала влияние как на увеличение притока в океан пресных талых ледниковых вод, так и возрастанию интенсивности процесса айсбергообразования [Heinrich, 1988]. При этом допускалось, что максимальный или повышенный сброс на дно материала транспортируемого льдом происходило как в стадиалы, так и в холодные интервалы межстадиалов. Позднее события массового сброса материала ледового разноса стали называться событиями Хейнриха и их стали коррелировать с комплексом различных факторов: с экстремальной деградацией ледниковых щитов, с изменениями уровня океана, реорганизацией океан-атмосферной циркуляции. Кроме перечисленных причинно-следственных событий представляется несомненной связь событий Хейнриха с коллапсами морского ледового покрова не только на его периферии, но и в центральных частях Северного Ледовитого океана, что находит свое отражение в этих районах не только в повышенном содержании грубой фракции в океанских среднеплейстоценовых осадках, но и в появлении планктонных фораминифер [Spielhagen et al., 1997]. Повышенное содержание последних в отдельные временные интервалы позволяет думать, что к ним были приурочены открытые пространства океана,свободные от покрова многолетних морских льдов.

Позднее в ходе морских геологических и геохронологических работ было выявлено еще одно событие Хейнриха, получившее индексацию H-O, которое было датировано временем 10 тыс. лет, т.е. границей молодого дриаса и пребореала (граница позднего плейстоцена и голоцена) [Bond et al., 1992; Blanchon, Shaw, 1995]. Естественно значительный интерес представила корреляция, проведенная коллективом исследователей [Bond et al., 1993] результатов кислородно-изотопных исследований по планктонным фораминиферам из отложений скв. 609 (DSDP), процентного содержания N.pachyderma из отложений той же скважины и скважины 23–81, событий Хейнриха, а также кислородно-изотопных исследований толщи льда скв. GRIP (Гренландия), установления циклов похолоданий (циклы Dansgaard–Oeschger) и интерстадиалов (рис. 4). Как видно из приведенного рисунка практически все события Хейнриха достаточно корректно коррелируются с облегченным кислородно-изотопным составом океанских поверхностных вод, а также установленным теплым-холодным климатическим осцилляциям. В результате приведенная корреляция позволила увязать возникновение событий Хейнриха с динамикой ледниковых щитов и климатической обстановкой.

Все изложенное показывает, что события Хейнриха отражают в морских и океанских осадках в том числе высоко динамичные изменения климата Земли, по крайней мере, в арктических и субарктических областях.

Наконец, необходимо остановиться еще на одном моменте. Речь идет об адвекции атлантических вод в северную часть бассейна Атлантического океана во время всего позднего плейстоцена и их корреляции с ледниковыми событиями на островной и материковой суше с событиями Хейнриха, а также со слоями обогащенными материалом ледового разноса (рис. 5). Следует отметить, что демонстрируемая корреляционная схема еще далека от своего совершенства и во многих случаях необходима дальнейшая детализация геологических событий, поскольку нередко сопоставляются разнопорядковые события. Тем не менее, данная схема интересна тем, что позволяет наметить пути дальнейших исследований.

Более детальные представления о внезапных процессах адвекции атлантических вод и быстрых климатических изменениях в полярной части Атлантического океана во время изотопных стадий 2–4 содержатся в работе [Dokken, Hald, 1996]. Эти изменения были установлены на основе тщательного изучения колонок океанских отложений. Одной из важных особенностей строения донных отложений явилось переслаивание осадков, обогащенных фораминиферами и кокколитами (высокопродуктивные слои – HP), и осадков, содержащих их в меньшей степени. Далее, особое внимание обращалось на количественное содержание планктонных фораминифер, поскольку постулируется, что их более высокое содержание (количество специй на грамм сухого осадка) является одним из индикаторов редукции покрова морского льда. Важным моментом явилось также выяснение количественного состава материала ледового разноса (IRD), что также связывается как с таянием морского льда и айсбергов и, соответственно, коррелируется с событиями Хейнриха.

В палеоклиматическом и палеоокеанском отношениях образование высокопродуктивных слоев связывается с адвекцией поверхностных атлантических вод в высокоширотную Арктику. При этом между частью океана, покрытого морским льдом, и относительно теплым безледным океаном создается значительный температурный градиент, который способствует усилению штормовой деятельности и возрастанию интенсивности циркуляции поверхностной водной массы. В конечном итоге это также способствует разрушению морского льда.

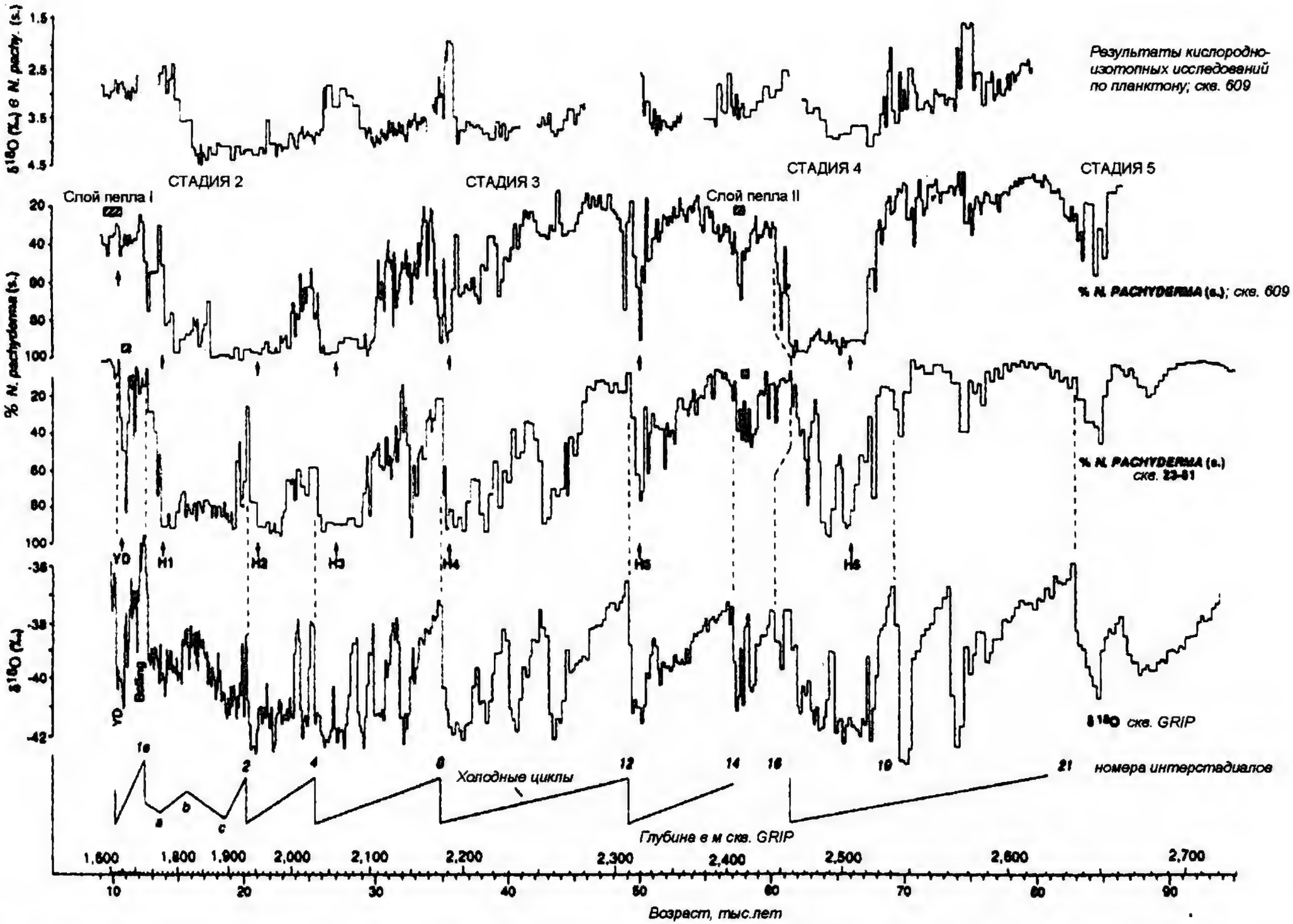

Рис. 4. Корреляция кислородно-изотопных данных по планктонным фораминиферам из отложений скв. 609DSDP, процентного содержания N.pachyderma (S) из отложений той же скважины и скв. 23-81, результатов кислородно-изотопных исследований толщи льды в скв. GRIP (Гренландия), событий Хейнриха (H1-6), а также палеоклиматическая мнтерпретация изотопных исследований (Bond et al., 1993)

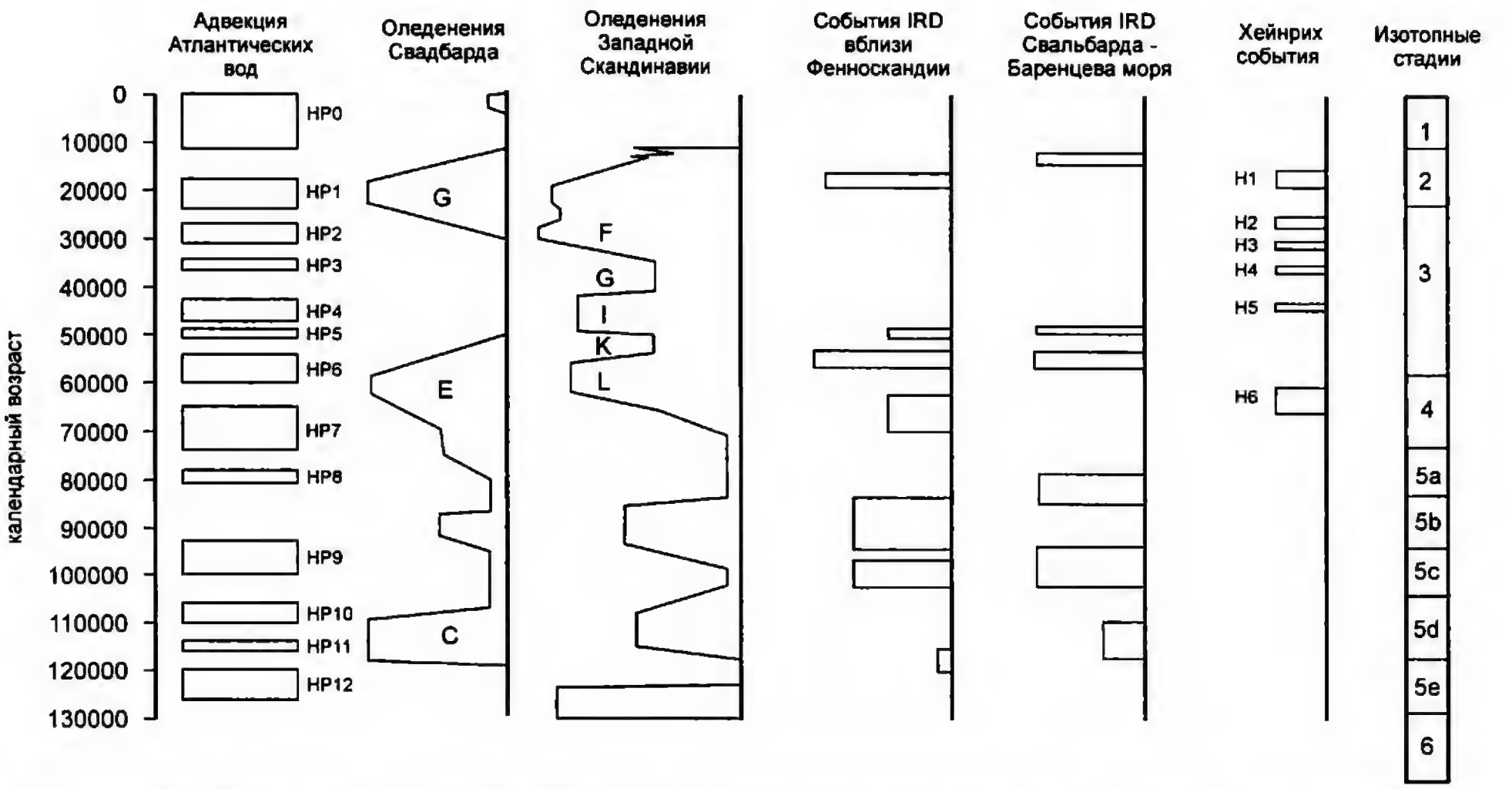

Рис. 5. Корреляция между основными периодами адвекции атлантических вод за последние 130 тыс.лет ледниковыми событиями, событиями IRD и морскими изотопными стадиями (с изменениями Hald, 2001)

В работе [Dokken, Hald, 1996] по многочисленным датировкам AMS C^{14}, анализу изотопных событий в трех скважинах на абиссальной равнине западнее о.Зап.Шпицберген, корреляции с данными возраста, фиксируемых в скв. 909 и скв. Summit в Гренландии, линейной экстраполяции для временных интервалов более 40 тыс. лет, приводятся данные о возрасте HP-слоев, событий Хейнриха, материалы по фораминиферам. Поскольку материалы по скважинам 909 и Гренландии показаны на рис. 4 и 5 в представленной таблице они опущены и дополнены по интерстадиалам среднего валдая Русской равнины (табл. 1).

Приведенные в таблице геохронологические данные, конечно, полностью абсолютизировать преждевременно. Особенно это относится к HP-4, 5, 6. Также вызывает определенные сомнения в отношении события HP-1, датировки по которому, по-существу, охватывают в данной публикации интервал времени от 19 до 15 тыс.лет, который отражает наиболее активную часть последнего оледенения, что пока не находит убедительных объяснений.

Тем не менее в работе [Hald, 2001] на основе существующих геохронологических данных утверждается, что вариации адвекций атлантических вод, фиксируемые по HP-зонам, оказываются более частыми, чем флуктуации ледниковых событий во время последнего интергляциально-гляциального цикла. Отмечается также совпадение ряда HP-зон с пиками оледенений и последующими дегляциациями: имеются в виду зоны HP 10/11; HP8/HP7/HP6 и HP1/HP2. Постулируется, что для последнего оледенения были свойственны две фазы, которые коррелируются соответственно с HP1 и HP2. При этом почему-то не обсуждается вопрос о том, что часть зон HP совпадает с неледниковыми событиями. Так, например, обращают на себя внимание зоны HP3,4,5, совпадающие со средним валдаем (на Свалбарде), и не всегда очевидным является их сопоставление с ледниковыми событиями Западной Скандинавии. Все это показывает, что однозначность проведенной корреляции требует дальнейшего обоснования.

Тем не менее, как ясно из приведенной таблицы, в конце позднего плейстоцена в изотопные стадии 2–4 было по крайней мере не менее 6 проникновений (адвекций) атлантических вод в высокоширотные районы Северного Ледовитого океана. С этими адвекциями связано разрушение покрова морского льда не только за счет приносимого атлантическими водами теплового потока, но и возникавшей нестабильносью гидрографической ситуации. В частности, в зоне между океанским пространством, покрытым морским льдом, и открытым океаном. Благодаря возникающему температурному градиенту появляется так называемый коридор штормов или фронтальная зона, способствующая увеличению интенсивности циркуляции поверхностной водной массы и соответственно разрушению покрова морского льда.

Таблица 1. Геохронологичесая корреляция высокопродуктивных зон (адвекции атлантических вод в высокоширотную Арктику), событий Хейнрика и интерстадиалов среднего валдая Русской равнины (составлена для Атлантики по материалам Dokken, Hald, 1999; Shaw, 1995; Bond et al., 1993; Hald, 2001; для Русской равнины - по материалам российских исследователей; интерстадиалы глинде и оерел - по зарубежным исследователям)

Возраст, тыс.лет	Высокопродуктивные зоны Атлантики (HP) их возраст в тыс.лет	События Хейнриха, их возраст в тыс.лет	Интерстадиалы среднего валдая Русской равнины по материалам российских исследователей
0		H_c - X-XII вв.	
		H_a - 5,0	
10		H_0 - 10,0 H_1 - 12,0 (13,5 - 14,5)	
	HP1 = 14,5 - 19,5		
20		H_2 - 19,4 - 21,6	Гмелинский (19-21)
	HP2 = 22,5 - 29,5	H_3 - 26,6 - 29,1	Дунаевский-Брянский (24-29)
30			
	HP3 = 34,5 - 37,5	H_4 - 33 - 39,1	Кашинский (34-38)
40			
	HP4 ок. 42,5 - 47,5	H_5 ок. 43 - 50	Гражданский проспект (40-44) (Глинде 50-40 - Нидерланды)
50	HP5 ок. 49,5 - 51,5		
	HP6 ок. 54 ? 60		Оерел (Нидерланды) - 55-58
60		H_6 ок. 60 - 66	
70			

Естественно, как ясно из данных табл. 1, длительность процессов адвекции, их частота возникновения были неодинаковы. В этом отношении необходимо обратить внимание на то, что между началом адвекции HP1 и окончанием HP2 временной интервал составляет около 1 тыс. лет; между HP3 и HP2 – почти 5 тыс.лет, между HP3 и HP4 – также около 5 тыс.лет.

Длительность каждой адвекции атлантических вод различна и изменяется по крайней мере для зон HP-2,3,4 от 3 до 6,5 тыс.лет, что дает в какой-то степени основание думать, что процесс разрушения покрова морского льда был неодинаков и, возможно, зависел от длительности HP-зон и мощности потока атлантических вод.

Наконец, необходимо обсудить вопрос о корреляции высокопродуктивных зон с событиями Хейнриха. В этом отношении в работе [Dokken, Hald, 1996] утверждается, что как правило по геохронологическим и изотопным данным события Хейнриха частично предшествуют или совпадают с начальными этапами формирования высокопродуктивных зон.

В заключение необходимо обратить внимание на то, что как показано в табл.1, с некоторыми адвекциями атлантических вод в высокоширотные районы Арктики достаточно уверенно коррелируются по геохронологическим данным межстадиальные события, которые фиксируются в среднем валдае на территории, во всяком случае, северной половины Европейской части России.

Есть основания полагать, что гораздо более кратковременные эпизоды проникновения атлантических вод в высокоарктические районы Северного Ледовитого океана происходили также в голоцене. В этом отношении этот процесс был характерен скорее всего для атлантического периода и малого климатического оптимума сред-

невековья (X–XII вв.). В эти этапы события наиболее существенного потепления Арктики имели незначительную длительность, составлявшую всего несколько сотен лет.

В заключение необходимо подчеркнуть, что изложенные материалы показывают, что в высокоширотной Арктике в последние 60 тыс.лет возникали резкие изменения природной обстановки, что их которых была обусловлена адвекцией атлантических вод разного таксономического ранга, проникавших в центральные районы Арктического океана. Одним из результатов этого процесса являлось сокращение и, возможно, даже исчезновение морского ледового покрова, а с затуханием процессов адвекции атлантических вод происходило его восстановление и разрастание, что было связано уже с адвекцией полярных вод в южном направлении.

Адвекция атлантических вод находит свое отражение в составе морской биоты (особенно в планктоне), а также в процессах осадконакопления. С последними связана формирование так называемых высокопродуктивных слоев, обогащенных микрофауной, а также слоев с высоким содержанием IRD. Таким образом, становится очевидным, что в последние годы появилась достаточно серьезная аргументация о высокой динамичности изменений природной обстановки Северного Ледовитого океана.

Что касается событий Хейнриха с позиций оценки восстановления океанских событий, то с нашей точки зрения они могут иметь неоднозначную трактовку, о которой говорилось выше. Так, например, айсбергообразование может достаточно интенсивно происходить как в фазы разрастания ледников, оканчивающихся в морской акватории, так и в фазы их деградации. Более того, на возрастание интенсификации процесса айсбергообразования также могут оказать влияние сейсмические процессы Арктико-Азиатского сейсмического пояса. Нами допускается, что сейсмические процессы могли оказать влияние на усиление айсбергообразования в некоторых районах Свалбарда. Поэтому айсберговый материал в донных осадках в большей степени может служить геоиндикатором проявления различных факторов: внутренней динамики глетчеров, глобальных изменений климата и динамики морских течений, а также, в некоторых районах, проявлением сейсмических процессов.

Материал, вытаивающий из морского льда в значительной степени связан с атмосферными, климатическими и гидрологическими событиями. С этими событиями нередко связаны формирование и миграция атмосферных фронтальных зон и, соответственно, интенсификация гидрографической нестабильности поверхности океана. Последняя, как отмечалось, способствовала разрушению морского льда, ускорению его таяния и, соответственно, выпадению IRD и изменению изотопного состава поверхностной части водной толщи. Как отмечается [Stein et al., 1994] начальный импульс появления талых вод в центральных частях Арктического океана датирован временем 15,7 тыс. л.н.

В заключение настоящего раздела, необходимо отметить еще один важный момент. Речь идет о том, что изложенные материалы позволяют наметить для последних 60 тыс.лет контуры достаточно детальной геологической истории Западно-Шпицбергенской ветви Гольфстрима, в которой уже на данной стадии изучения можно отметить наличие внезапных изменений в ее интенсивности, имевшей тип близкий к пульсирующему.

Эпизоды тектоно-геодинамической активизации на северных окраинах Евразии

Исследования по данному направлению практически только начинаются и в настоящее время излагаемые ниже фрагментарные материалы можно рассматривать как постановочные, требующие дальнейшего тщательного изучения. Учитывая высказанное замечание, ниже мы остановимся на двух разноплановых событиях, характеризующих региональную тектоно-геодинамическую нестабильность земной коры. Речь идет о проявлениях палеосейсмичности и образовании грабенообразных тектонических структур.

Что касается проявления палеосейсмичности, то один из эпизодов активной выраженности этого процесса в голоцене выявляется в толще донных отложений моря Лаптевых. Как известно, этот регион отличается современной повышенной сейсмичностью, обусловленной проградацией спредингового хр.Гаккеля. Несомненно, что эти процессы проявлялись и в голоцене.

В ходе работ международной экспедиции в акватории моря Лаптевых были подняты колонки голоценовых и позднеледниковых донных отложений, характеризующих осадки верхней части континентального склона внешнего, центрального и внутреннего шельфа. По извлеченному из осадков органическому материалу, как отмечалось, была получена серия датировок методом ASM C^{14} [Bauch and al., 2001]. В ходе анализа полученных датировок авторы пришли к выводу, что затопление 50-, 43- и 31-м изобат произошло соответственно 11,1, 9,8 и 8,9 тыс.л.н. (даты калиброванные), самый высокий уровень моря был около 5 тыс.кал.л.н.; между указанными временными

интервалами авторы рассчитали среднюю скорость осадконакопления (соответственно): 5,4, 13,3 и 7,9 мм/год. При этом в опубликованной работе при расчете средних скоростей осадконакопления совершенно не обсуждаются и не учитываются в расчетах вопросы о многочисленных инверсиях возраста фиксируемых в большинстве колонок или о значительных различиях в возрасте анализируемых проб, взятых из слоев, лежащих друг на друге. При этом в последнем случае различия в возрасте могут достигать 1000–2700 лет при интервалах между датировками около 30–60 см. Представляется, что недочет указанных моментов позволяет считать рассчитанные скорости накопления осадков недостаточно корректными.

По нашим представлениям установленные инверсии возрастов и значительные временные интервалы между двумя датировками при незначительной мощности разделяющих их осадков в данном районе связаны с сейсмическими процессами. Проявление их вызывало частое и неоднократное гравитационное смещение водонасыщенных донных илов на плоском дне акватории. Предварительный анализ установленных возрастных инверсий показал, что проявления эпизодов активизации сейсмичности в акватории моря Лаптевых происходили около 500, 1000, 6000–6400, 8300–8500 лет назад. Приведенные датировки увеличения интенсивности сейсмических процессов на данной стадии анализа можно рассматривать только как сугубо прикидочные, поскольку они не однозначны и не исчерпывают всех возможных вариантов. Таким образом, по крайней мере инверсии возрастов, установленные в голоценовых донных отложениях моря Лаптевых, с нашей точки зрения, являются достаточно надежным геоиндикатором проявления сейсмических процессов. Кроме того обращаем внимание читателей на статью Л.П. Имаевой с соавторами в настоящем Бюллетене, в которой показаны новейшие тектонические структуры и геодинамика в акватории моря Лаптевых.

Второй эпизод палеосейсмичности, на который мы хотели бы обратить внимание, связан с Норвежским морем. В этом районе зарубежными исследователями [Baumann and al., 1995] в позднеплейстоценовых морских отложениях обнаружено существенно больше пачек, обогащенных материалом ледового разноса, чем это было установлено Х.Хейнрихом [Heinrich, 1988] для северной части Атлантического океана. По опубликованным материалам в позднем плейстоцене наибольшее количество пачек, обогащенных материалом ледового разноса приходится на изотопные стадии: 4, 3, 2.

В раннем вайхзелине, по мнению авторов [Baumann and al., 1995], ледники не доходили до побережья, поэтому отложений, обогащенных материалом ледового разноса, практически не было. В среднем и позднем вайхзелине выделено 10 событий обогащения донных отложений материалом ледового разноса. При этом, геохронологически эти события совпадают с изменениями климата, близкими по своей значимости как к стадиалам, так и интерстадиалам, а также с частью событий Хейнрика. Так, достаточно корректно совпадают события HS4 (HS – Норвежское море) с событием H2, NS6 и H3, NS8 и H4, NS10 и H5. Таким образом, только 4 события Норвежского моря совпадают с событиями Хейнрика, а остальные 6 являются число локальными. В целом, учитывая изложенные данные, мы сочли возможным высказать мнение о том, что часть из рассматриваемых событий могла быть обусловлена сейсмическими процессами, являвшимися отголосками геодинамических процессов, происходивших в Срединно-Атлантическом хребте и способствовавших интенсивному разрушению краевых частей ледников и увеличивших тем самым продуцирование айсбергов. Возможно, что высказанное соображение не лишено своей достоверности, поскольку в последнее время на побережье Скандинавии обнаружены следы проявления палеоцунами.

Очень кратко рассмотрим эпизод образования новейших тектонических структур растяжения – Финская фона грабенов, депрессий Ладожской, Онежской [Гарецкий и др.,1999], а также Беломорского грабена, расположенных по границе Балтийского кристаллического щита и Русской плиты. Наиболее древние четвертичные отложения в этих структурах представлены микулинскими (эемскими) морскими отложениями. Отсюда можно сделать вывод, что эпизод тектонической активности наиболее ярко проявился в конце московского оледенения и в самом начале микулинского межледниковья. Во всяком случае, воды эемской трансгрессии по этим структурам на сравнительно короткое время проникли в Баренцево море, образовав Карельский пролив, и тем самым Скандинавский полуостров превратился в остров. С этим же временем в палеогеографии морей западной части севера Евразии произошло два важных события. Первое из них – это возникновение Белого моря, с чем были связаны важные изменения в соотношении суши и моря. Второе событие – это активное проникновение в акватории Баренцева и Карского морей бореальной морской фауны. Что касается изменений в соотношении суши и моря, о необходи-

мо отметить, что в Западной Сибири, благодаря возникшему казанцевскому морю, морские воды проникли достаточно далеко в пределы суши, а в долинах крупных рек образовались значительные ингрессионные заливы.

Таким образом, среди эпизодов тектоно-геодинамической активизации на северных окраинах Евразии установлено два разноплановых события. Первое из них обусловлено сейсмическими процессами, а второе – образованием новейших тектонических структур растяжения – грабеноподобных депрессий. Морфологические основы строения этих структур были заложены на границе среднего и верхнего плейстоцена. Как показали исследования Р.Г. Гарецкого и др. [1969], образование этих новейших структур было связано с геодинамическими процессами, происходившими в Срединно-Атлантическом хребте.

Литература

Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Палиенко В.П., Шляупа А.И. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника, 1999, № 5. С. 3–14.

Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов // М.: наука, 1983. 211 с.

Лаврушин Ю., Алексеев В., Хасанкаев В., Чистякова И., Кулешов В., Спиридонова Е. К палеомаринологии климатического оптимума голоцена северо-западной части Баренцева моря // Известия АН Эстонии. Геология, 1990, 39, № 2. С. 41–49.

Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в Южной части Баренцева моря // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 64. М.: ГЕОС, 2001. С. 35–60.

Марков К.К., Суетнова И.А. Гляциоэвстатические колебания уровня океана // Тез.докл. к Всесоюзн.совещ. по изучению четвертичного периода. 1964, Новосибирск. С. 11–12.

Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледниковья на территории Русской равнины и прилегающих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 65. М.: ГЕОС, 2004. С. 36–43.

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.E., Kassens H., Grootes P.M., Thide J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change, 2001, 31. P. 125–139.

Baumann K.H., Lackschewitz K.S., Mangerud J., Spielhagen R.F., Wolf-Welling C.W., Henrich R., Kassens H. Reflection of Scandinavian Ice Sheet Fluctuations in Norwegian Dea sediments during the past 150.000 years // Quaternary Research, 1995, 43. P. 185–197.

Blanchon P., Shaw J. Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse // Geology, 1995, v. 23, N 1. P. 4–8.

Bond G. et al. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period // Nature, 1992, v. 360. p. 245–249.

Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L., Jouzel L., Bonani G. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland Ice // Nature, 1993, vol. 365. P. 143–147.

CLIMAP MEMBERS. The surface of the ice-age Earth //Science, 1976, v. 191. P. 1131–1137.

Dokken T., Hald M. Rapid climatic shifts during isotope stages 2–4 in Polar North Atlantic // Geology, 1996, 24/7. P. 599–602.

Fronval T., Jensen E. Bloewendal J., Johnsen S. Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millennium timescales // Nature, v. 374. P. 443–446.

Fronval T., Jensen E. Eemian and early Weichselian (140–60 ka) paleoceanography and paleoclimate in the Nordic seas with comparisons to Holocene conditions // Paleoceanogr., 1997,12. P. 443–462.

Gorlich K., Weslavsky J.M., Zajacskowsky M. Suspension settling effeckt on macrobentos biomass distribution in the Hornsund fjord Spitsbergen // Polar Research, 1987, 5 n.s. P. 175–192.

Hald M. Climate change and Paleoceanography // The Northern North Atlantic, 2001, Springer. P. 281–290.

Heinrich H. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130 000 years // Quaternary Research, 1988, 29. P. 142–152.

Spilhagen R.F., Eisenhauer A., Frank M. et al. Arctic Ocean Evidence for Late Quaternary Initiation of Northern Eurasian Ice sheets // Geology, 1997, 19. P. 4–12.

Stein R., Nam S.I., Schuhert C., Vogt C., Futterer D., Heinemeier J. The last deglaciation event in the central Arctic Ocean //Science, 1994, v. 264. P. 692–696.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 67, 2007 г.

ИСТОРИЯ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 130 ТЫС. ЛЕТ

М.А. Левитан, Р. Штайн

Литологи традиционно изучают скорость осадконакопления в качестве одного из главных количественных параметров современной и древней седиментации. Обзор литературы на эту тему выходит за рамки данной публикации, однако, с нашей точки зрения, нельзя не упомянуть А.Б. Ронова, С. Бубнова и А.П. Лисицына. Публикации А.Б. Ронова пронизаны стремлением к количественной характеристике процессов седиментации (в том числе по площадям, массам, объемам, скоростям и интенсивности осадконакопления). Известный немецкий геолог С. Бубнов сделал для изучения роли времени в геологических процессах так много, что его именем названа единица скорости седиментации: 1 Бубнов = 1 м/млн. лет [Лисицын, 1974]. А.П. Лисицын впервые создал картографические обобщения распределения скоростей современной седиментации в основных океанических бассейнах [Лисицын, 1974]. Наконец, все версии бассейнового анализа уже в обязательном порядке включают определения скоростей осадконакопления [Геоисторический …, 1999].

Представляется полезным кратко остановиться на некоторых методических аспектах определения скоростей седиментации в морях и океанах. Здесь выделяются два направления, связанные, соответственно, с определениями толщины (мощности) слоя, для которого рассчитываются скорости, и с определением продолжительности накопления этого слоя.

Наиболее точные данные по мощности современных или очень молодых осадков получаются с помощью малти-кореров или коробчатых пробоотборников. Грунтовые трубки, как правило, разбивают своими клапанами верхние несколько сантиметров (до 10 см и более) осадков. В поршневых трубках, особенно в сверхдлинных (длиной по несколько десятков метров) модификациях, происходит растягивание колонки за счет всасывания осадочного вещества в верхних горизонтах (до 30–37% в сверхдлинных трубках). Гравитационное уплотнение при диа- и катагенезе также искажает первичные (сложившиеся на этапе седиментогенеза) значения толщины слоя.

Продолжительность формирования рассматриваемого слоя определяется с помощью методов стратиграфии и геохронометрии. В приложении к Центральной Арктике долгое время главным методом служила литостратиграфия в сочетании с магнитостратиграфией [Clark, 1970]. Дополнительную роль играли био- и изотопно-стратиграфические методы. Отсутствие значительных количеств биогенных карбонатов и планктоногенного органического вещества в донных осадках этого региона сдерживали применение радиоуглеродного метода для осадков возрастом до первых десятков тысяч лет. По материалам, полученным во второй половине прошлого века, создалось широко распространенное мнение о крайне низких скоростях пелагического осадконакопления, измерявшихся в миллиметрах в тысячу лет. Затем произошли три события, способствовавшие появлению взглядов о более высоких скоростях седиментации. Во-первых, был создан радиоуглеродный анализ микроколичеств углерода с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS ^{14}C). Во-вторых, было показано, что предполагавшиеся в качестве инверсий периоды существования отрицательного магнитного поля во многих разрезах донных осадков на самом деле соответствуют экскурсам, т.е. являются гораздо более молодыми (см. рассмотрение этой проблемы в [Backman et al., 2004]). В-третьих, начали применять новые методы датирования: оптико-симулирующую люминесценцию (OSL), хемостратиграфию по Mn, цветовую стратиграфию [Jakobsson et al., 2000, 2001, 2003]. Необходимо специально сделать акцент на роли именно Мартина Якобссона в состоявшейся смене парадигмы относительно средних скоростей накопления донных осадков в пелагической части Северного Ледовитого океана. В результате к настоящему времени уже обоснованно доминирует точка зрения о том, что характерные скорости седиментации в этом районе составляют первые сантиметры в тысячу лет.

Следует отметить еще два аспекта рассматриваемой проблемы. Я. Бэкман с коллегами спра-

ведливо указал на то, что в глубоководных котловинах Северного Ледовитого океана в периоды оледенений из-за ослабленной термохалинной циркуляции возраст изотопного резервуара увеличивался на несколько сот лет, возможно, достигая 1000 лет [Backman et al., 2004]. Это необходимо учитывать при переводе радиоуглеродного возраста в календарный. Кроме того, известны данные о широком распространении гравитационных отложений на дне как континентальных окраин, так и глубоководных котловин. Например, описаны турбидиты [Левитан и др., 2002] и дебриты [Winkelman et al., 2006] на склонах плато Ермак. До 40% колонок донных осадков в глубоководных котловинах Арктики содержат прослои турбидитов [Darby et al., 1989]. Многочисленные доказательства подводной эрозии найдены с помощью литологических и сейсмостратиграфических методов [Poore et al., 1999].

Трудности исследования Северного Ледовитого океана и некоторые из упомянутых проблем привели к тому, что надежно датированных колонок с хорошо выполненным стратиграфическим расчленением в Центральной Арктике немного. Нами собраны данные по этим колонкам ([Stein et al., 1994; Schneider et al., 1996; Darby et al., 1989, 1997, 2001; Nørgaard-Pedersen et al., 1998, 2003; Grantz et al., 1999; Nowaczyk et al., 2001; Poore et al., 1999] и другие работы) и опубликована соответствующая таблица с расчетами скоростей осадконакопления [Левитан и др., 2006]. Расположение изученных колонок показано в [Левитан, Штайн, 2007]. В основном они приурочены к Евразиатскому бассейну. Мы использовали для расчетов только колонки с изотопно-кислородной стратиграфией и с AMS ^{14}C определениями возраста для верхних горизонтов разрезов. Возраст границ изотопно-кислородных стадий (ИКС) принимался по [Martinson et al., 1987]. Разделение ИКС 5 на отложения эемского (микулинского) межледниковья и вайхсельские слои выявило всего несколько таких разрезов, поэтому соответствующие схемы распределения скоростей осадконакопления для этих отложений не составлены. Отобраны колонки, приуроченные к глубоководному ложу, континентальным склонам и подножьям, при этом из рассмотрения исключались, как правило, разрезы, в которых имелись пачки отложений подводных оползней, турбидитов и т.п. В целом осадки представлены глинистыми и обломочно-глинистыми гемипелагическими терригенными отложениями с варьирующим содержанием грубообломочного материала ледового разноса и биогенного карбоната кальция, представленного в основном остатками фораминифер. Упрощенная батиметрия взята из банка данных «Ocean data view» (www.pangaea.de). Названия морфоструктур ложа приведены по [Johnson, 1990].

В результате проделанной работы нами впервые составлены схемы распределения скоростей осадконакопления (СО) для каждой из последних пяти ИКС. Таким образом, освещена история СО за последние 130 тыс. лет для Северного Ледовитого океана.

На схеме СО для ИКС 5 (рис. 1А) видно, что градация свыше 5 см/тыс. лет была распространена только в районе пролива Фрама и на южном окончании хребта Ломоносова. Градация 1–5 см/тыс. лет охватывала континентальные окраины Северной Гренландии и Баренцевоморско-Карского бассейна, а также обширные участки котловины Нансена и хребта Ломоносова. СО менее 1 см/тыс. лет зафиксированы для хребта Гаккеля, котловины Амундсена и котловины Макарова.

Для ИКС 4 характерен несколько иной характер распределения СО (рис. 1Б). Унаследованно сохраняется градация более 5 см/тыс. лет в проливе Фрама и можно предположить ее развитие также вдоль континентальных окраин морей Баренцева, Карского и Лаптевых. На хребте Гаккеля и в котловине Макарова оконтурены области с минимальными (менее 1 см/тыс. лет) СО. Обширные площади дна в котловинах Нансена и Амундсена, а также на хребте Ломоносова служили ареной седиментации с СО от 1 до 5 см/тыс. лет.

Во время ИКС 3 появились области с СО более 10 см/тыс. лет (рис. 1В). Они приурочены к континентальным окраинам Северо-Восточной Гренландии и моря Лаптевых. Градация 5–10 см/тыс. лет окаймляет ранее указанную градацию с севера и по направлению к центральной части пролива Фрама. Есть основания считать, что она занимала обширные площади вдоль континентальных окраин морей Баренцева, Карского и Лаптевых. Кроме того, отмечено точечное развитие СО от 5 до 10 см/тыс. лет в северной части хребта Ломоносова. Градация 1–5 см/тыс. лет расположена к северу от областей развития СО 5–10 см/тыс. лет, занимая плато Ермак, южную часть котловины Нансена и большую часть хребта Ломоносова. Весьма обширные участки морского дна в котловинах Нансена, Амундсена и Макарова, а также на хребтах Гаккеля и Менделеева были ареной замедленной седиментации с СО менее 1 см/тыс. лет. Нельзя не отметить неравномерность осадконакопления вдоль простирания хребта Ломоносова.

В ИКС 2 существовали области с СО свыше 20 см/тыс. лет, например, на континентальных окраинах Баренцева моря и, в меньшей степени,

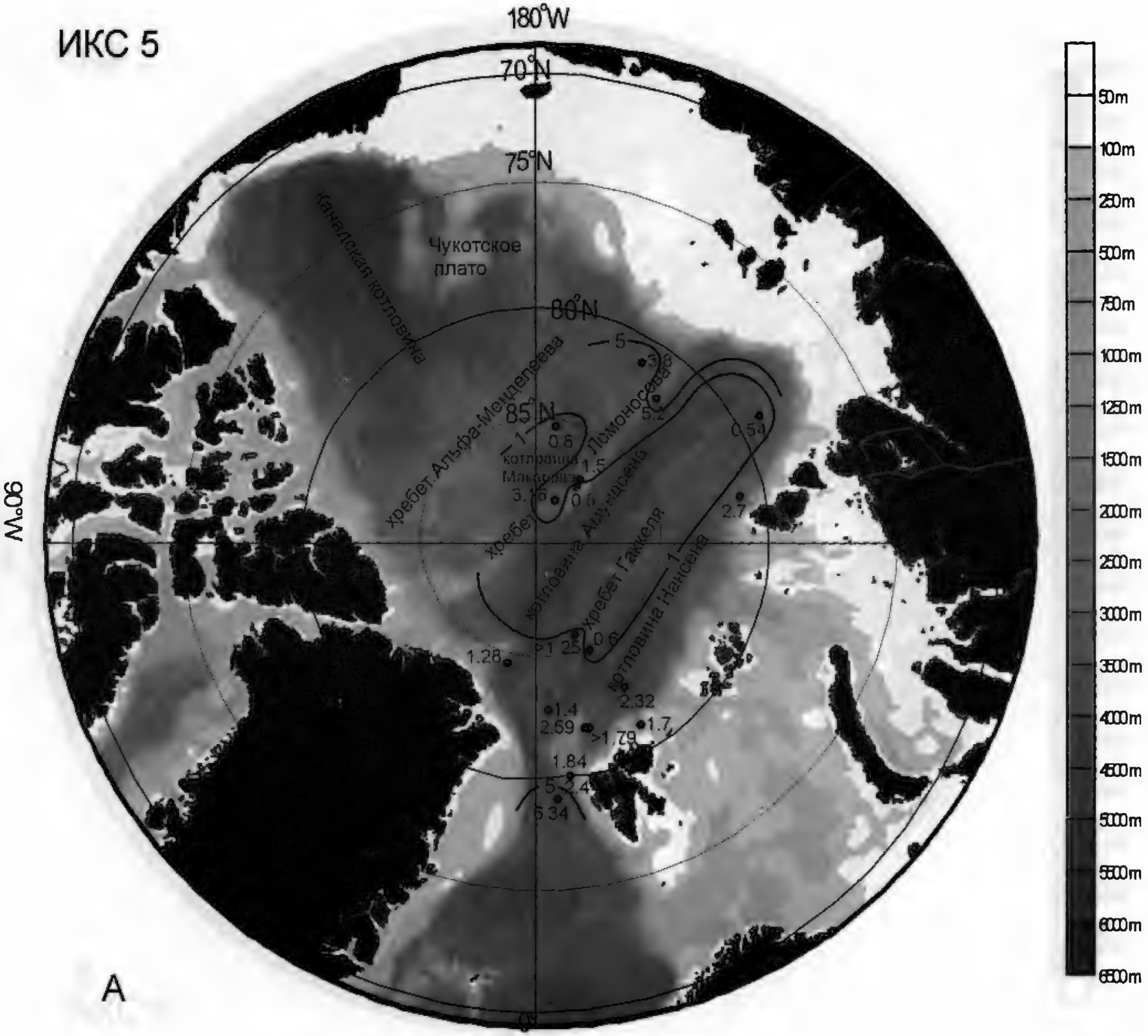

Рис. 1. Схемы распределения скоростей осадконакопления (см/тыс. лет) в Северном Ледовитом океане:

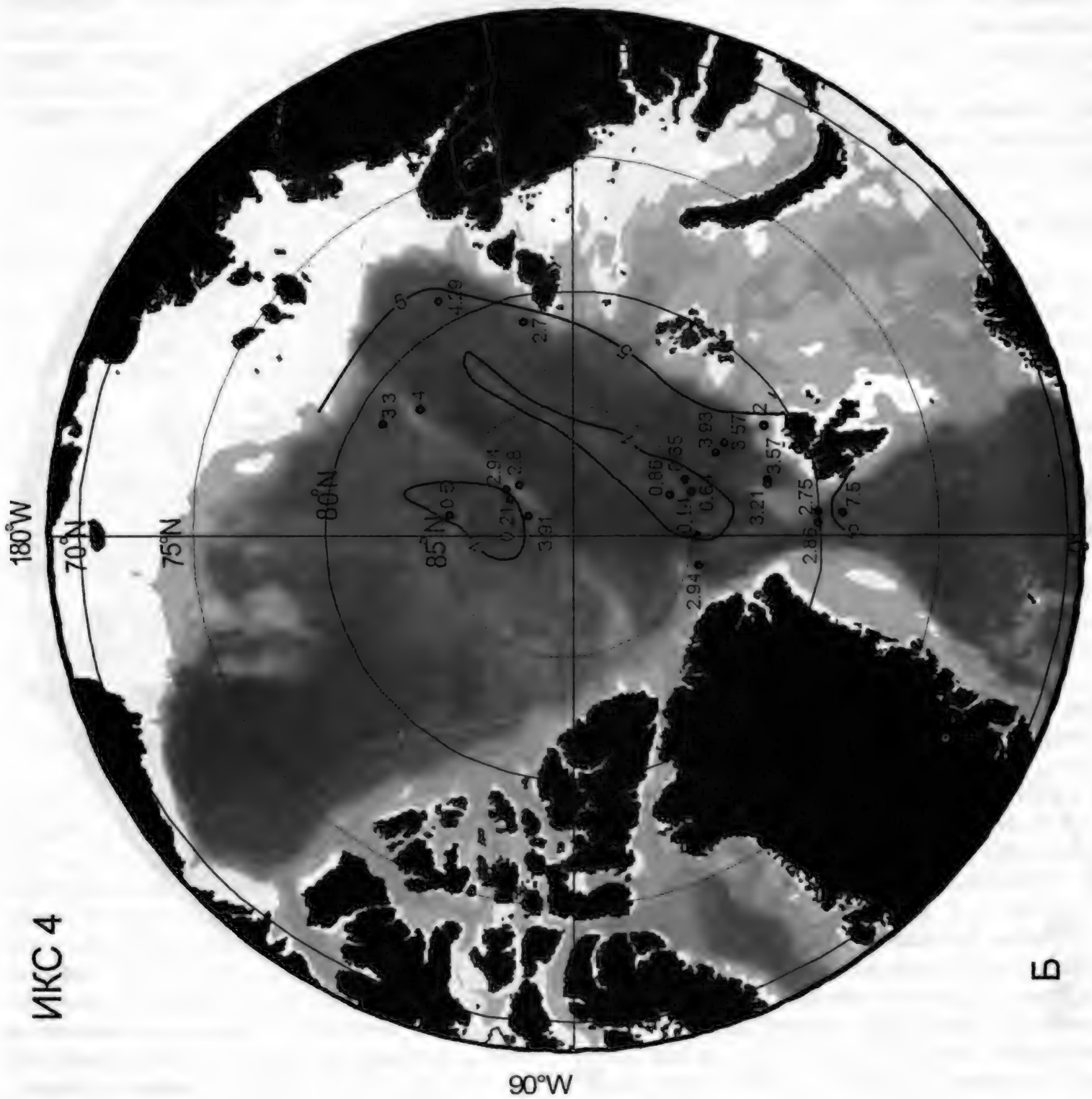

Рис. 1. Продолжение

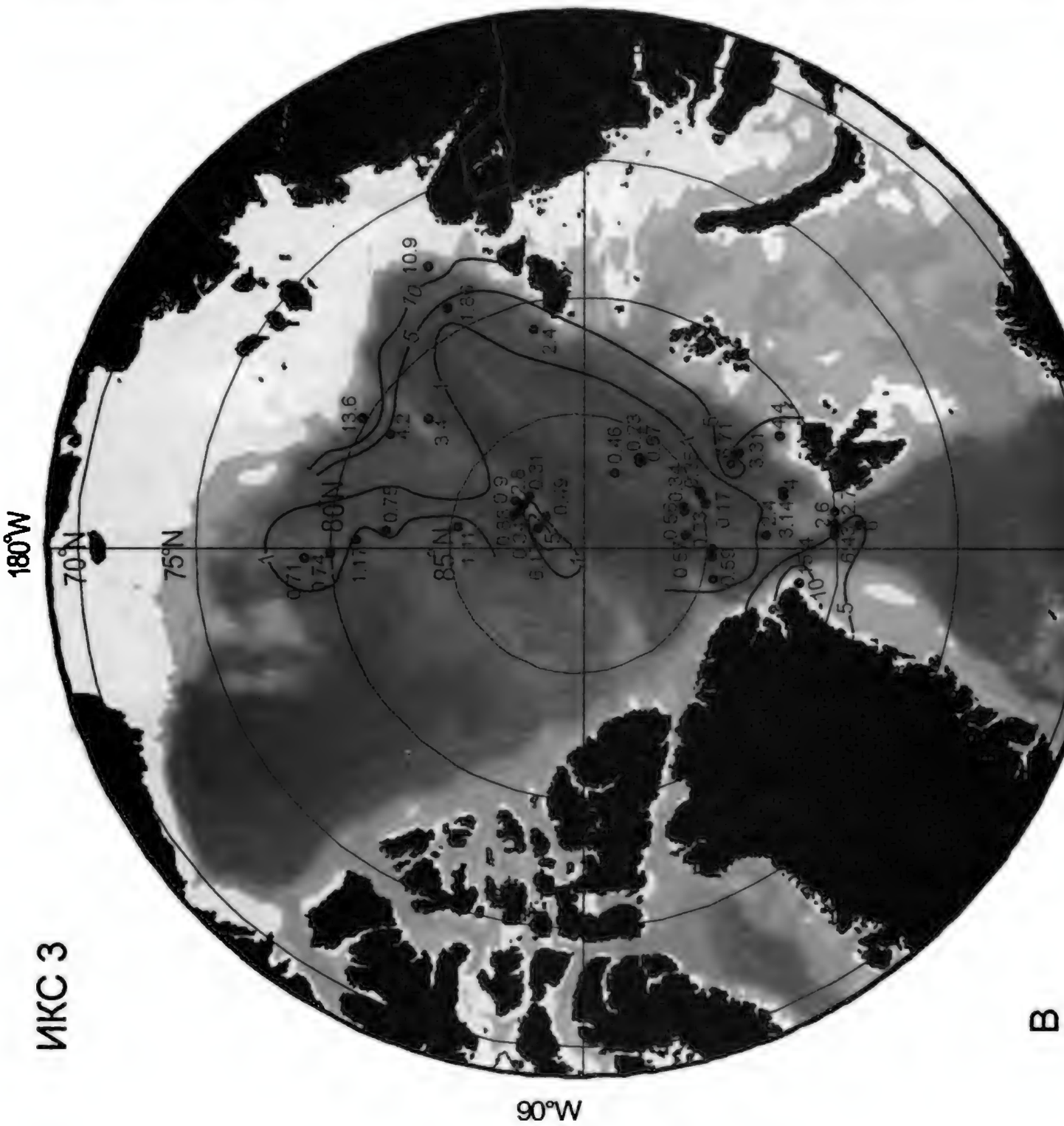

Рис. 1. Продолжение

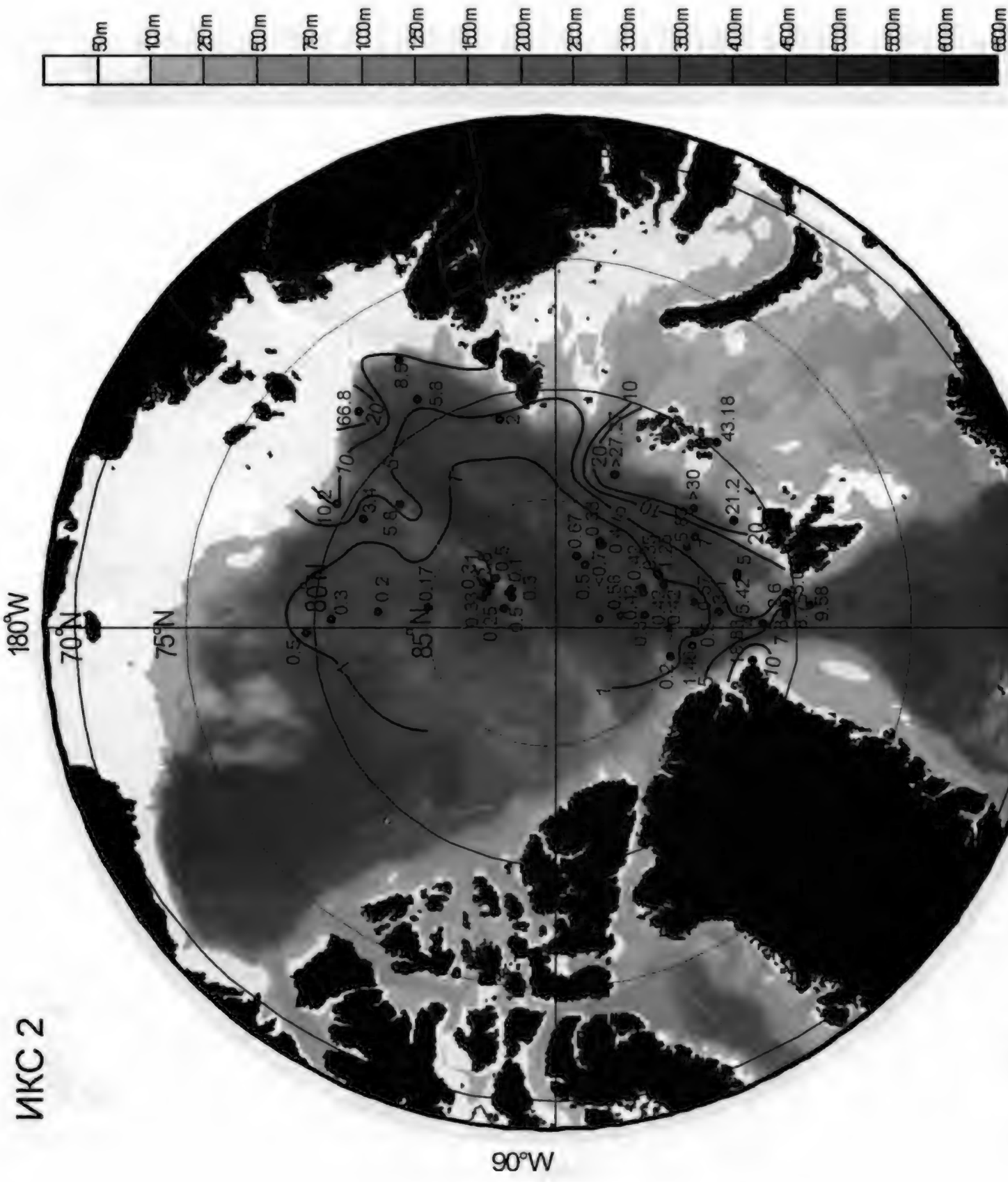

Рис. 1. Продолжение

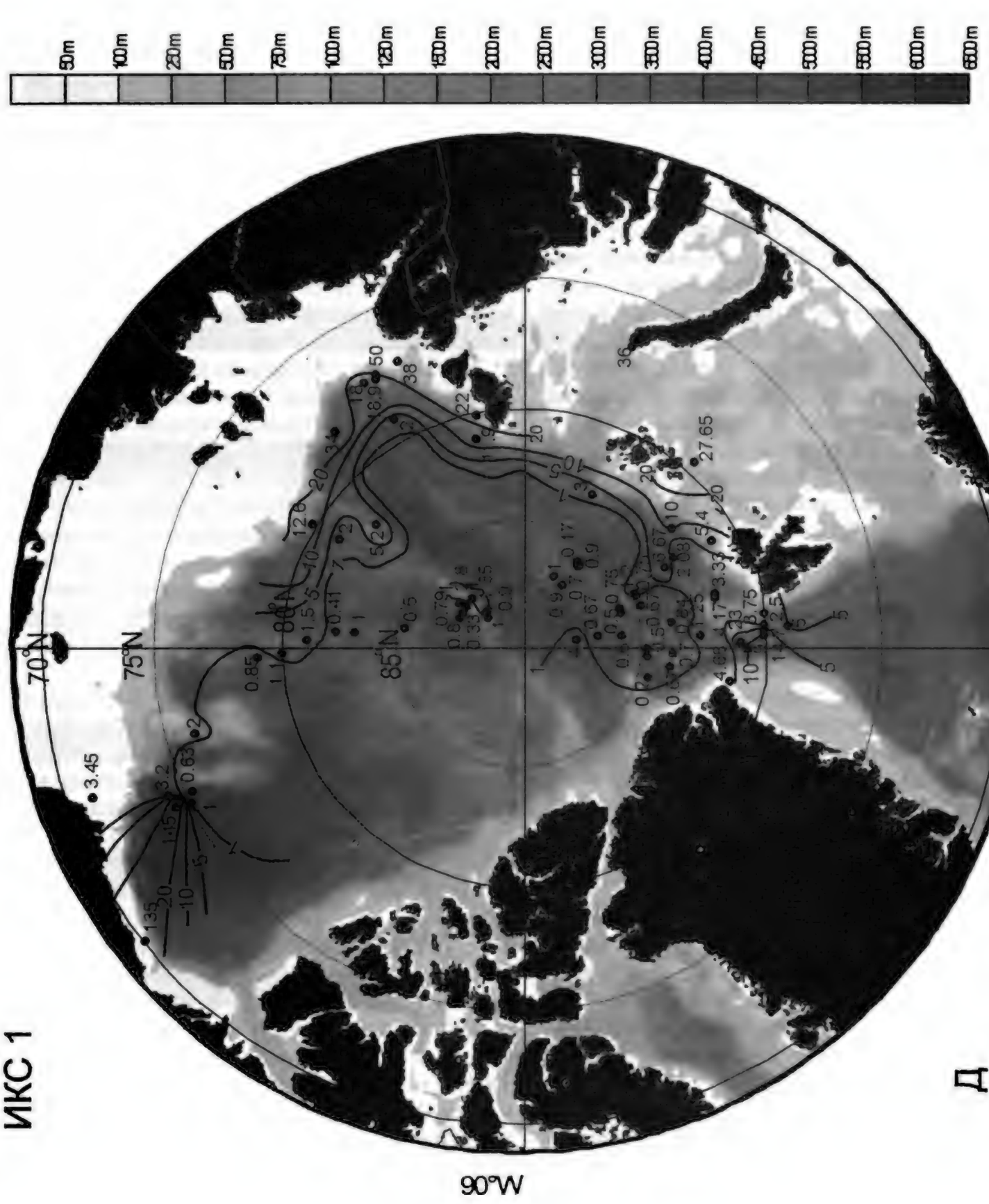

Рис. 1. Окончание

моря Лаптевых (рис. 1Г). Градации 10–20, 5–10 и 1–5 см/тыс. лет последовательно окаймляли их в северном направлении. Кроме того, как и в ИКС 3, отмечена градация 10–20 см/тыс. лет на континентальной окраине Северо-Восточной Гренландии. Почти всю Центральную Арктику (хребет Гаккеля, котловину Амундсена, северную половину хребта Ломоносова, котловину Макарова, хребет Менделеева) занимала область развития СО менее 1 см/тыс. лет.

Во время ИКС 1 СО свыше 20 см/тыс. лет достоверно закартированы на континентальной окраине моря Лаптевых и Баренцева моря (рис. 1Д). На севере Карского моря столь высокие значения известны лишь непосредственно к северу от Новой Земли (в кутовой части желоба Святой Анны) [Hald et al., 1999]. В фэне р. Мак-Кензи СО достигают 135 см/тыс. лет. В виде исключения на данной схеме мы показали результаты расчетов СО для колонки у подножья краевого плато Норд Винд (Чукотское море), сложенной турбидитами, осадочный материал которых принесен из района подводной дельты р. Мак-Кензи [Grantz et al., 1999]. Отмеченная полоса распространения градации свыше 20 см/тыс. лет вдоль континентальной окраины Евразии окаймляется в северном направлении зонами развития СО 10–20 и 5–10 см/тыс. лет. Северо-Восточная Гренландия в это время уже не служила достаточно мощным источником терригенного вещества. Небольшое поле значений более 10 см/тыс. лет на западном склоне плато Ермак и в проливе Фрама скорее связано с разгрузкой осадочного материала из таявших морских льдов и айсбергов, выносившихся Трансполярным Дрейфом из Центральной Арктики. Градация СО 1–5 см/тыс. лет в своем распространении в основном четко отражает циркумконтинентальную зональность седиментации, однако на хребте Ломоносова скорости осадконакопления такого порядка развиты довольно широко. За этим исключением во время ИКС 1 практически вся Центральная Арктика являлась ареной медленной (менее 1 см/тыс. лет) седиментации.

Таким образом, последовательное рассмотрение представленных схем СО выявило достаточно сложную картину истории изменения скоростей седиментации. Более или менее очевидна циркумконтинентальная зональность СО для каждой из рассмотренных ИКС. Для того, чтобы разобраться в полученных данных, мы разделили континентальные окраины Северного Ледовитого океана на гляциальные и негляциальные. При этом основой служили построения [Svendsen et al., 2004], закартировавшие, в частности, распространение ледникового щита во время максимума последнего оледенения. В пределах глубоководного ложа были выделены подводные хребты различного генезиса и глубоководные котловины. Для всех типов структур были рассчитаны средние арифметические СО для каждой из проанализированных ИКС. Полученные результаты показаны в таблице, опубликованной в [Левитан и др., 2006].

Для гляциальных окраин получен четкий тренд изменения СО: возрастание от ИКС 5 к ИКС 2 и затем – уменьшение в течение ИКС 1 (рис. 2). Эта закономерность полностью совпадает с результатами аналогичного анализа для Норвежско-Гренландского бассейна [Левитан, Штайн, 2005]. Отметим, что те же особенности ранее были отмечены для изменения объемов льда в Северном полушарии [Loutre, Berger, 2003].

В пределах негляциальных окраин описана иная закономерность: возрастание СО от ИКС 5 к ИКС 3, далее небольшое уменьшение в ИКС 2 и затем увеличение СО во время ИКС 1 (см. рис. 2). Это объясняется, вероятно, специфическими соотношениями ледникового, флювиального и абразионного факторов на данном типе континентальных окраин в течение последних 130 тыс. лет.

В среднем тренды изменения СО для хребтов и котловин в пелагиали совпадают: наблюдается четкое уменьшение от ИКС 5 к ИКС 2 и затем – возрастание в ИКС 1 (рис. 3).

Скорее всего, столь различные (практически противоположные) тренды для гляциальных окраин и пелагических районов объясняются одинаковыми климатическими изменениями в течение ледниково-межледникового цикла, которые проявляются в воздействии на СО оледенений разного типа: континентальных (плюс шельфовых) в первом случае и океанического (пакового льда) – во втором. Действительно, нарастание континентальных ледников приводило к продвижению краев ледниковых щитов при максимальном развитии оледенений на бровку шельфа и – через совокупность целого ряда седиментационных механизмов в условиях понижавшегося уровня моря – к усиленной поставке осадочного материала в соседние морские бассейны. При дегляциации мощные потоки талой воды поддерживали высокую интенсивность питания бассейнов седиментации осадочным веществом. Затем в результате прекращения этих процессов и достижения высокого уровня моря в условиях теплого климата межледниковья СО в прилегающих морских бассейнах заметно ослабевали (прежде всего это явление касалось терригенного материала, т.к. интенсивность биогенной седиментации отчасти подчиняется другим законам).

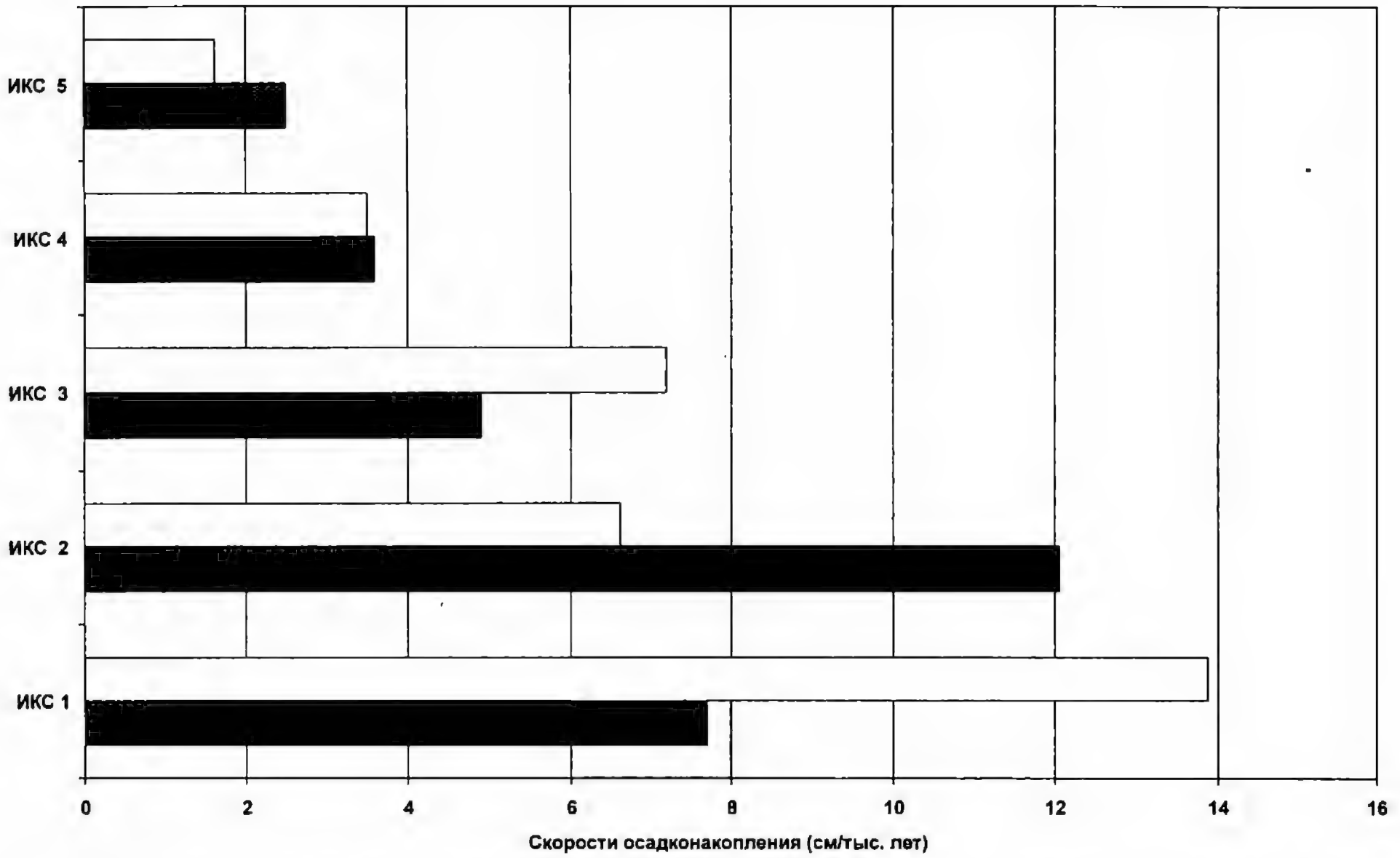

Рис. 2. Гистограммы средних арифметических скоростей осадконакопления на гляциальных (темное) и негляциальных (светлое) континентальных окраинах Северного Ледовитого океана в течение ИКС 1–ИКС 5.

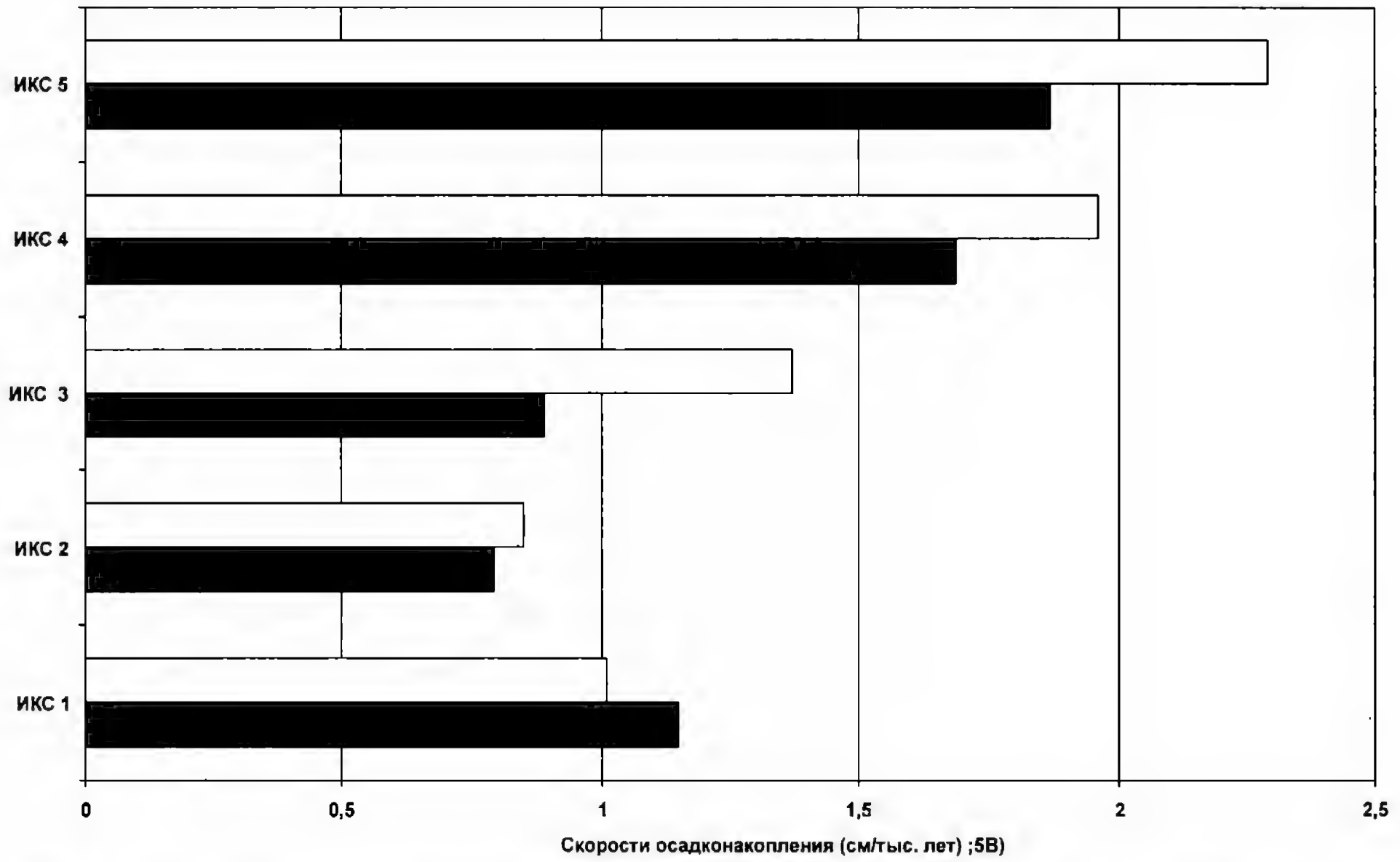

Рис. 3. Гистограммы средних арифметических скоростей осадконакопления на подводных хребтах (темное) и в глубоководных котловинах (светлое) Северного Ледовитого океана в течение ИКС 1–ИКС 5.

Обширные по площади покровы пакового льда, естественно, таяли быстро в летние сезоны межледниковий, поставляя на дно осадочный материал криозолей. При похолоданиях и – тем более – оледенениях скорость таяния уменьшалась, доходя до минимума в течение максимума последнего оледенения. Таким образом, описанный тренд изменения СО для структур пелагических районов Центральной Арктики (см. рис. 3) доказывает, что за исключением гравититов большая часть терригенного осадочного материала поступает на дно при таянии морских льдов и айсбергов. Интересно, что именно на отложения ИКС 2 приходится наибольшее развитие перерывов в седиментации [Poore et al., 1999]. Таким образом, и в Арктике выполняется правило Бергера [Левитан, 1980] о том, что частота встречаемости перерывов в океанических бассейнах обратно пропорциональна средней скорости седиментации.

Возвращаясь к упоминавшейся дискуссии по поводу СО в Северном Ледовитом океане, следует отметить как пространственно-временные вариации этого параметра, так и циркумконтинентальную зональность СО для каждого временного среза. Наиболее достоверные данные по СО в Арктике относятся к отложениям, датируемым радиоуглеродным методом, т.е. к осадкам ИКС 1, ИКС 2 и позднего периода ИКС 3.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 16 (тема 5.3), Программы ОНЗ РАН № 14, РФФИ (грант 05-05-64342), ФЦП «Мировой океан».

Литература

Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М., 1999. 524 с.

Левитан М.А. Перерывы в осадочном чехле Атлантического океана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. № 3. С. 111–116.

Левитан М. А., Штайн Р. Влияние оледенения Северного полушария в последнем климатическом цикле на скорости седиментации и состав осадков в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС. 2005. Т. 1. С. 23–24.

Левитан М.А., Штайн Р. История скоростей осадконакопления в ледовой зоне седиментации за последние 130 тыс. лет // Литология и полез. ископаемые. 2007 (в печати).

Левитан М.А., Мусатов Е.Е., Буртман М.В. История осадконакопления на плато Ермак в течение последних 190 тыс. лет. Сообщение 2. Палеоокеанологическая интерпретация // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 6. С. 577–588.

Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории осадконакопления в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики за последние 130 тыс. лет. М.: ГЕОС. 2006. 428 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 438 с.

Backman J., Jakobsson M., Løvlie R. et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // Quatern Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1435–1454.

Clark D.L. Magnetic reversals and sedimentation rates in the Arctic Basin // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. P. 3129–3134.

Darby D.A., Naidu A.S., Mowatt T.C., Jones G.A. Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean // The Arctic Seas: climatology, oceanography, geology, and biology (Ed. Y. Herman). New York, VanNostrand Reinhold. 1989. P. 657–720.

Darby D.A., Bischof J.F. and Jones G.A. Radiocarbon chronology of depositional regimes in the western Arctic Ocean // Deep-Sea Res.II. 1997. V. 44. P. 1745–1757.

Darby D.A., Bischof J.F., Spielhagen R.F. et al. Arctic ice export events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene // Paleoceanography. 2001. № 2. PA000639 (1–17).

Grantz A., Phillips R.L. and Jones G.A. Holocene pelagic and turbidite sedimentation rates in the Amerasia Basin, Arctic Ocean from radiocarbon age-depth profiles in cores // GeoResearch Forum. 1999. V. 5. P. 209–222.

Hald M., Kolstad V., Polyak L. et al. Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1999. V. 146. P. 229–249.

Jakobsson M., Løvlie R., Al-Hanbali H. et al. Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology // Geology. 2000.V. 28. № 1. P. 23–26.

Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // Global Planet. Change. 2001. V. 31. P. 1–22.

Jakobsson M., Backman J., Murray A., Løvlie R. Optically Stimulated Luminescence dating supports central Arctic Ocean cm scale sedimentation rates // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. № 2. 1016 doi:10.1029/2002GC000423. P. 1–11.

Johnson G.L. Morphology and plate tectonics: The modern Polar Oceans // Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic (Eds U. Bleil, J. Thiede). Dordrecht, Kluwer Acad. Publ. 1990. P. 11–28.

Loutre M.F., Berger A. Marine isotope stage 11 as an analogue for the present interglacial // Global Planet. Change. 2003. V. 36. P. 209–217.

Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of

a high-resolution 0 to 300 000 years chronostratigraphy // Quatern. Res. 1987. V. 27. P. 1–29.

Nørgaard-Pedersen N., Spielhagen R.F., Thiede J., Kassens H. Central Arctic surface ocean environment during the past 80 000 years // Paleoceanography. 1998. V. 13. P. 193–204.

Nørgaard-Pedersen N., Spielhagen R.F., Erlenkeuser H.et al. Arctic Ocean during the Last Glacial Maximum: Atlantic and Polar domains of surface water mass distribution and ice cover // Paleoceanography. 2003. V. 18. № 3. 1063, doi: 10.1029/2002PA000781.

Nowaczyk N.R., Frederichs T.W., Kassens H. et al. Sedimentation rates in the Makarov Basin, central Arctic Ocean: A paleomagnetic and rock magnetic approach // Paleoceanography. 2001. V. 16. P. 368–389.

Poore R.Z., Osterman L., Curry W.B., Phillips R.L. Late Pleistocene and Holocene meltwater events in the western Arctic Ocean // Geology. 1999. V. 27. P. 759–762.

Schneider D.A., Backman J., Curry W.B., Possnert G. Paleomagnetic constraints on sedimentation rates in the eastern Arctic Ocean // Quatern. Res. 1996. V. 46. P. 62–71.

Stein R., Schubert C., Vogt C., Fütterer D. Stable isotope stratigraphy, sedimentation rates, and salinity changes in the latest Pleistocene to Holocene eastern central Arctic Ocean // Mar. Geol. 1994. V. 119. P. 333–355.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quatern. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1229–1271.

Winkelmann D., Jokat W., Niessen F. et al. Age and extent of the Yermak Slide north of Spitsbergen, Arctic Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. Q06007, di:10.1029/2005GC001130.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 67, 2007 г.

ОСНОВНЫЕ РУБЕЖИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ ЕВРАЗИИ: ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ, ПАЛЕОМАРИНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ, ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ ФОРАМИНФЕР)

И.М. Хорева

Имеющиеся материалы позволяют наметить некоторые основные рубежи истории развития бентосных фораминифер в арктических морях Евразии. Характер событий предопределялся позднеплейстоценовыми межледниково-ледниковыми изменениями, сменившимися затем голоценом, соответствующему современному, еще незавершенному межледниковью. Но смена резких субмаринных обстановок на всей рассматриваемой территории происходила и на уровне более низкого ранга.

В связи со сменой межледниковых и ледниковых условий изменяются состав, структура, численность ассоциаций фораминифер, что дает возможность фиксировать соответствующие палеоманринологические особенности развития шельфовых бассейнов Арктики, а в ряде случаев и скоррелировать отложения из весьма удаленных регионов.

По преобладанию тех или иных видов выделяются палеозоогеографические типы ассоциаций фораминифер. Это – ископаемые сообщества фораминифер, близкие по условиям обитания видов, захороненные вблизи места их прижизненного расселения.

Арктическая ассоциация, в которой доминируют такие виды, как *Elphidium subarcticum, Cribrononion obscurus, Protelphidium orbiculare, Elphidiella groenlandica, Dentalina baggi, Globulina glacialis, Cassidulina teretis;* сопутствующими формами могут быть *Elphidiella arctica, Cribroelphidium goësi, Quinqueloculina borea, Buccella inusitata* и другие.

В бореально-арктической ассоциации доминируют: *Cribroelphidium granatum, Cribroelphidium goësi, Tappanella arctica, Buccella inusitata, Nonionellina labradorica, Quinqueloculina borea, Cassidulina subacuta;* вместе с этими видами могут быть: *Cassidulina teretis, Cassidulina crassa, Buccella frigida* и другие.

В арктическо-бореальной ассоциации – *Elphidium incertum, Astrononion gallowayi, Quinqueloculina arctica, Melonis zaandame, M. barleeanus, Stainforthia loeblichi, Lagena apiopleura, Oolina globosa, Fissurina laevigata, Fissurina marginata, Cassidulina reniformis*, сопутствующие виды: *Cibicides rotundatus, Nonionellina auricula, Buccella frigida* и другие.

В бореальной ассоциации преобладают: *Retroephidium borea, Retroephidium propinquum, Pyrgo williamsoni, Lagena sulcata, Lagena gracillima, Lagena semilineata, Bulimina marginata, Elphidiella tumida, Bulimina aculeata, Polymorphina novangliae, Oolina hexagona, Bolivina pseudoplicata, Cassidulina laevigata, Cassidulina klenovae* сопутствующими могут быть: *Oolina globosa, Oolina melo, Fissurina marginata, Cibicides lobatulus, C. klenovae* и другие.

Кроме того, в морских межледниковых верхнеплейстоценовых отложениях данного региона присутствуют 12 видов, часть из которых бореально-лузитанские*: Trefarina angulosa, Hyalinea balthica, Elphidium excavatum, Rosalina globularis, Discorbis punctulatus, Gavelinopsis praegeri,* часть – лузитанские – *Globulina inaequalis, Guttulina lactea, Sigmomorphina undulosa, Fissurina latistoma, Lenticulina orbicularis, Amphicoryna scalaris* f. *compacta*.

При определении бореально-арктической и арктическо-бореальной ассоциации учитывается преобладание видов. Обычно это 50% от общего числа в ассоциации.

В арктической ассоциации преобладают арктические виды, в бореальной – бореальные формы.

Проблемы геологической истории евразийского шельфа арктических морей в позднем плейстоцене привлекают внимание многих исследователей, поскольку история его формирования неразрывно связана с процессами глобального изменения климата и уровня Мирового океана. Полученные сведения о микрофауне бассейна позволяют установить рубежи экологических и палеомаринологических перестроек.

Рядом скважин в Баренцевом море (Центральная впадина, Северо-Канинское плато, Печорское море) были вскрыты отложения, которые И.А. Погодина [2000] отнесла к микулинскому межледниковью. Эти отложения представлены двумя фациями: глубоководными осадками открытой части бассейна и мелководными Печорского моря. Они характеризуются богатой ассоциацией бентосных фораминифер. Ассоциации арктические и бореально-арктические. Доминируют *Cassidulina reniformis, Retroelphidium clavatum*. В осадках в глубоководной части бассейна в значительных количествах (до 12%) присутствуют *Cassidulina teretis, Cibicides lobatulus*. Присутствуют лагены, оолины, фиссурины, букцеллы. Практически во всех образцах встречается тепловодный вид *Bulimina marginata*. Достаточно высоко (до 400 экз.) содержание раковин планктонных форм. Они представлены *Globigerina quinqeloba* и *Globigerina pachyderma* [Погодина, 2000]. Значительная часть разрезов, в которых вскрыты межледниковые отложения, известны на севере Европейской и Западно-Сибирской частей России.

Наиболее полный разрез наблюдался в скважине (Л-1229а-б, абс. отм. 30 м), пробуренной на побережье Белого моря в районе пос. Ручьи. В нижней части разреза в алевритах найдены раковины как секреционных фораминифер: *Retroelphidium boreale, R. propinquum, Elphidium excavatum, Protelphidium orbiculare, Cribroelphidium göesi, Cr. granatum, Elphidiella tumida, El. groenlandica, Baccella depressa, B. frigida, Sigmomorphina undulosa* и др., так и агглютинирующие: *Rhabdammina* sp. Выше по разрезу наблюдается чередование песков, которые сменяются глинами. Завершается разрез снова песками. Во всех образцах преобладают эльфидииды. Несколько выше по разрезу появляются единичные букцеллы и кассидулиниды. Группа тепловодных видов (арктическо-бореальных, бореальных, лузитанских) составляет 62%. Группа холодноводных (арктических и бореально-арктических) гораздо меньше – 37,5%. Можно говорить о мелководных условиях накопления осадков с положительными температурами придонных вод. Соленость была несколько пониженной.

В низовьях р. Варзуги (в 25 км выше устья) в естественном обнажении вскрываются пластичные глины у самого уреза воды. Перекрыты они мореной. В глинах найдены раковины бентосных фораминифер: *Cribroelphidium göesi, Retroelphidium boreale, Islandiella islandica, Cassidulina subacuta, Planocassidulina norcrossi, Cassidulina teretis, Lagena sulcata, L. gracillima, Fissurina laevigata, F. marginata, Discorbis punctulatus, Bucella frigida, Trifarina angulosa, Dentalina baggi, Guttulina lactea, Cibicides rotndatus, Sigmomorphia undulosa, Protelphidium orbiculare, Quinqueloculina arctica.*

Во всех образцах преобладает *Cribroelphidium göesi*. В ассоциации доминируют эльфидииды. Группа тепловодных форм превышает холодноводную и составляет 60%. В целом это арктическо-бореальная ассоциация. Соленость была нормальной или слегка пониженной. Осадки накапливались в условиях мелководья с положительными придонными температурами. Полученные материалы свидетельствуют о более благоприятной обстановке, чем современная, что характерно для начала верхнего плейстоцена всего северного побережья Евразии (микулинское-казанцевское межледниковье) [Хорева, 1997].

В.И. Гудина [Гудина, Евзеров, 1973] обстоятельно рассмотрела фораминиферы из верхнеплейстоценовых отложений Кольского полуострова. Толща морских отложений представлена двумя пачками, которые разделены поверхностью размыва. Эти пачки выделены в виде понойских и стрельнинских слоев, которые содержат ассоциации фораминифер.

По мнению В.И. Гудиной, в нижней части разреза – бедный понойский комплекс 1, а выше по разрезу – богатый комплекс (понойский 2 и 3). По существу, они отражают развитие трансгрессии от ее начальной стадии до регрессии.

В понойских отложениях доминируют *Cibicides rotundatus* и *Trifarina angulosa*, различные кассидулины, исландиеллиды, составляющие вместе 80–90%. Преобладают бореальные и арктическо-бореальные виды. Кроме того, обнаружено 12 лузитанских и бореально-лузитанских видов: *Lenticulina orbicularis, Amphicoryna scalaris* f. *compacta, Globulina inaequlis, Guttulina lactea, Sigmomorphina undulosa, Fissurina latistoma, Discorbis punctulatus, Gavelinopsis praegeri, Rosalina globularis, Hyalinea balthica, Elphidium excavatum, Trifarina angulosa*, что составляет 15% комплекса. Бореальные формы: *Pyrgo williamsoni, Lagena gracillima, L. semilineata, L. sulcata, Polymorphina novangliae, Oolina hexagona, Buccella troizkyi, Paromalina bilateralis, Retroelphidium boreale, Bulimina aculeata, Bolivina pseudoplicata, Cassidulina laevigata* и др. (23 вида или 28,5%).

Арктическо-бореальные: *Quinqueloculina arctica, Lagena apiopleura, Oolina globosa, Fissurina laevigata, F. marginata* и др. (18 видов или 22% комплекса).

Тепловодные формы лузитанские, бореально-лузитанские, бореальные и арктическо-бореальные вместе составляют 65,5%.

Более холодноводные элементы (арктические и бореально-арктические) – 26%. Среди арктических форм определены: *Dentalina baggi, Cribrononion obscurus, Protelphidium orbiculare* и др. (10 видов или 12% комплекса). Бореально-арктические представлены: *Quinqueloculina borea, Tappanella arctica, Buccella inusitata* и др. (11 видов или 14% комплекса).

Ассоциация из понойских слоев содержит 50,5% бореальных и арктическо-бореальных видов. Значительно содержание лузитанских и бореально-лузитанских – 15%. Все это позволило В.И. Гудиной оценить эту ассоциацию как бореальную межледникового типа.

Систематический состав фораминифер указывает на то, что ассоциация фораминифер формировалась в условиях открытого моря с нормальной соленостью, положительными придонными температурами. Доминирование таких видов как *Cibicides lobatulus* и *Trifarina angulosa* свидетельствуют о том, что бассейн испытывал большое влияние теплых атлантических водных масс.

Определения абсолютного возраста понойских отложений по C^{14} раковин морских моллюсков, выполненные Х.А. Арслановым, дали возраст 33–44 т. л. н. [Гудина, Евзеров, 1973]. Позднее для понойских слоев уран-ториевым методом была получена дата около 115 т. л. н. [Арсланов и др., 1981]. В последнее время появились датировки с использованием методов ЭПР и ОСЛ. По этим данным возраст понойских слоев изменяется примерно от 130–120 до 100–105 т. л. н. [Корсакова и др., 2004].

Ассоциация из стрельнинских слоев содержит фораминифер значительно меньше, чем понойская. Доминируют по-прежнему *Cibicides rotundatus* или появившейся впервые в этой части разреза *C. klenovae*, а также различные нонионины и эльфидииды. Встречаются тепловодные виды: *Lagena sulcata, Oolina melo, Retroelphidium boreale* и др. Гораздо меньшее число особей дают популяции *Cibicides rotundatus, Melonis zaandame, Trifarina angulosa, Cassidulina subacuta* и др.

В то же время в ассоциации увеличивается содержание более холодноводных видов, таких как *Cribrononion obscurus, Elphidiella arctica, Elphidium* ex gr. *subclavatum*.

Группа бореальных и арктическо-бореальных форм составляет 44,5%; арктических и бореально-арктических видов – 35,5%; бореально-лузитанских – 5%; лузитанские элементы вообще отсутствуют. Судя по всему ассоциация арктическо-бореальная. По-видимому, в это время уменьшилось влияние атлантических водных масс.

Для верхней части разреза стрельнинских слоев (руч. Лудяной) по раковинам моллюсков возраст оказался равным приблизительно 36 т. л.н. [Гудина, Евзеров, 1973].

Новые определения по ЭПР и ОСЛ дают разброс цифр от 80 до 99 т. л. н. [Корсакова и др., 2004].

На основании анализа состава фораминифер и условий залегания понойских и стрельнинских слоев можно рассматривать эти образования как отражение единого микулинского межледниковья. Зафиксированный перерыв в осадконакоплении между этими слоями характеризует прежде всего кратковременную регрессию, которая сменилась впоследствии трансгрессивной стрельнинской фазой. Что же касается взаимоотношения с осадками, обнажающимися на р. Варзуге, то там отложения микулинского времени перекрываются ледниковыми отложениями, во время формирования которых верхняя часть морских отложений была ассимилирована ледниковым покровом.

Микулинские морские отложения Архангельской области являются одними из наиболее хорошо изученных и фаунистически охарактеризованных. В этих отложениях в скважинах 506, 516, 525, 531 найдены бентосные фораминиферы: *Retroelphidium atlanticum, Cibicides rotundatus, Protelphidium orbiculare, Cribroelphidium goesi, Cassidulina subacuta, Melonis zaandame* и др. Раковины хорошей сохранности. Систематический состав и распределение их по разрезу позволяют считать, что осадки накапливались в мелководном морском бассейне с нормальной соленостью и хорошей циркуляцией вод.

Еще об одном достаточно хорошо изученном и интересном местонахождении фораминифер на европейском севере России.

В пяти километрах ниже р. Сулы на правом берегу р. Печоры располагается обнажение «Вастьянский Конь», которому была посвящена работа М.А. Лавровой [1949]. Работами самой М.А. Лавровой начинается период детального послойного изучения разреза, который продолжается и поныне.

В нижней части этого обнажения выходят морские глины. В них, а также в мореновидных породах найдены фораминиферы. В результате исследования В.И. Гудиной установлено, что фораминиферы принадлежат 40 родам, 46 видам (43 бентосных и 3 планктонных).

В самой нижней части разреза наблюдается первый количественный максимум фораминифер. Основную массу его составляет арктический вид – *Elphidium subclavatum*. Выше по разрезу появляются уже бореальные виды. Встреченный впервые бореальный вид – *Quinqueloculina oviformis*, известный, по мнению В.И. Гудиной, только из казанцевских слоев и еще более молодых отложений, позволил судить о позднеп-

лейстоценовом возрасте вмещающих отложений. Эльфидииды составляют 60–80% всей ассоциации. Наибольшей численности достигает популяция арктическо-бореальных форм – *Elphidium propinquum* и *Cassidulina subacuta*. Все это свидетельствует о потеплении морских вод в условиях углубления бассейна, что может быть связано только с общим потеплением климата. Отсюда достоверным представляется вывод о позднеплейстоценовом (микулинском) возрасте отложений [Гольберт, Гудина, Зудин и др., 1973].

На севере Сибири в толще казанцевских отложений Л.К. Левчук выделена ассоциация фораминифер, которая характеризует три этапа трансгрессии от ее начальной стадии до максимума и регрессии.

Для наиболее ранней (начальной) стадии характерны эльфидииды, нонионид и букцеллы (доминирует *Retroelphidium boreale*).

Второй этап трансгрессии характеризует более глубоководную часть бассейна: *Retroelphidium boreale, R. propinquum, Cassidulina subacuta, C. reniformis* и др. Состав и структура ассоциации свидетельствуют о глубинах бассейна в пределах 50–80 м, нормальной солености и довольно низких положительных температурах.

В заключительной регрессивной фазе отмечается значительное содержание тепловодных видов. Впервые в плейстоценовых отложениях на этих широтах встречены такие мелководные атлантические формы как *Ammonia batava* и *Trihohyalis bartletti*. Видовой состав и структура ассоциации свидетельствуют о глубинах 20–30 м. Число тепловодных форм возросло вследствие изменения глубины и хорошей прогреваемости.

Вся бореальная ассоциация фораминифер насчитывает 75 видов и подвидов. Преобладают бореальные и арктическо-бореальные виды (56%). Группа холодноводных (арктических и бореально-арктических) значительно меньше – всего 27% [Левчук, 1984].

В бассейне р. Нижняя Таймыра в морских отложениях, первоначально отнесенных к каргинским [Кинд, Левчук, 1981], отражаются также различные стадии развития бассейна.

В самой нижней части разреза (в песках и алевритах) доминируют эльфидииды и нонионид. Систематический состав фораминифер свидетельствует о несколько пониженной солености вод бассейна с небольшими глубинами и температурой придонных вод около нуля летом и отрицательной зимой.

Выше по разрезу находит отражение максимум трансгрессии (малохетские слои). Выделяются глубоководная и относительно мелководная фациальные разновидности. В первой из них преобладают: *Retroelphidium atlanticum, R. hyalinum, Cibicides rotundatus, Cassidulina subacuta* и др. Обращает на себя внимание присутствие лузитанских и бореально-лузитанских видов: *Guttulina lactea, Sigmomorphina undulosa, Trifarina angulosa, Globulina inaequalis*. В мелководной фациальной разновидности преобладают эльфидииды. Кроме того, единичные раковины оолин, лаген, фиссурии и др. Верхняя часть разреза (липовско-новоселовские осадки) содержит все те же эльфидииды и нонионид. Сокращается число видов, принадлежащих родам *Oolina, Lagena, Fissurina*. Уменьшается численность тепловодных форм. Фораминиферы свидетельствуют о солености, близкой к нормальной и придонных температурах близких к нулю. Следует подчеркнуть, что по фораминиферам липовско-новоселовские отложения являются логическим завершением малохетских осадков.

В целом вся эта бореальная ассоциация фораминифер насчитывает 85 видов. По количеству форм преобладают бореальные и арктическо-бореальные – 55%. Бореально-арктические и арктические составляют лишь 35% [Левчук, 1984].

Обращает на себя внимание большое сходство состава фораминифер первоначально названных каргинских отложений с составом фораминифер из казанцевских осадков, что дает основание отнести ассоциацию к казанцевскому межледниковью. Как отмечает С.А. Гуськов [1986] каргинские отложения встречаются на севере Сибири в виде разрозненных останцов и им, по-видимому, свойственен другой состав фораминифер.

Таким образом, для всех рассмотренных ассоциаций фораминифер характерно значительное содержание тепловодного элемента. Обращает на себя внимание богатство и разнообразие систематического состава. Доминируют в этих ассоциациях чаще всего эльфидииды и нонионид. Вообще отмечается обилие раковин в каждом образце (пустых образцов почти нет). Раковины, как правило, хорошей сохранности, крупных размеров, фарфоровидные.

По фораминиферам выделяется начало и максимальное развитие микулинско-казанцевской трансгрессии, затем незначительная регрессивная фаза и наконец завершающее наступление морского бассейна.

Микропалеонтологический анализ свидетельствует о том, что в это время в арктических морях чрезвычайно широко развивалась тепловодная трансгрессия. Возникший бассейн был тепловоднее и менее ледовитый, чем современные моря Арктики. Огромное влияние оказывали ат-

лантические воды, что нашло свое отражение не только в малакофауне, но и в микрофауне. Что касается приводимых выше геохронологических данных, то они пока не дают однозначного возрастного интервала, поскольку используемые методы датирования недостаточно совершенны.

Позднее неоднократные изменения природных условий происходили в раннем, среднем и позднем валдае, но имеющиеся данные фораминиферового анализа пока отрывочны.

В Баренцевом море в скважине на Северо-Канинском плато осадки раннего валдая представлены алевритом. В них отмечено изменение численности планктонных фораминифер в сторону уменьшения. Среди бентосных видов большее значение приобретают арктические. Подобные изменения могут свидетельствовать о возросшем влиянии арктических водных масс, т.е. об экстремальных условиях на рубеже микулинского межледниковья и валдая [Погодина, 2000].

Вопрос о морских отложениях более поздних термоинтервалов средневалдайского времени на европейском Севере изучен недостаточно.

На севере Западной Сибири из харсоимских отложений В.И. Гудиной [1976] выделена ассоциация фораминифер. Эти отложения, по данным С.А. Архипова, впервые описавшего их в 1971 г., на правом берегу р. Оби, выше пос. Харсоим залегают между двумя моренами. Нижняя морена лежит на казанцевских морских слоях. Нижнюю морену С.А. Архипов отнес к ранней, а верхнюю – к средней (или поздней) стадиям зырянского оледенения. Из межморенного горизонта были получены первые радиоуглеродные даты в 38–40 т. л. н. [Архипов, 1991].

Фораминиферы представлены в основном арктическими и бореально-арктическими видами: *Protelphidium orbiculare, Cribroelphidium goesi, Cr. granatum, Elphidiella arctica, El. groenlandica* и др. По преобладанию эльфидиид ассоциация сходна с ассоциацией из салемальских, нижележащих отложений. Но здесь обращает на себя внимание присутствие видов рода *Elphidiella*, которые неизвестны в салемальских осадках.

В 1963 г. С.Л. Троицким в западной части Таймырской низменности в бассейне р. Агапы были установлены дюрюсские морские отложения. Они залегают выше морских казанцевских осадков. Это ленточноподобные глины с обильными раковинами моллюсков. Мощность их до 25 м. В этих отложениях доминируют эльфидииды (*Cribroelphidium goesi, Elphidiella groenlandica*) и нониониды (*Cribrononion obscurus, Cr. incertus*). По преобладанию холодноводных форм ассоциация бореально-арктическая также, как и ассоциация из харсоимских отложений. Эта ассоциация характеризует бассейн с отрицательными придонными температурами и пониженной соленостью, о чем свидетельствует присутствие *Elphidiella groenlandica* – арктической формы, обитающей на участках бассейна с пониженной соленостью.

В общей сложности здесь 60% арктических и бореально-арктических видов фораминифер. Арктическо-бореальных и бореальных – 40% [Четвертичная система, 1982].

Таким образом по фораминиферам фиксируется четкий рубеж в микулинско-казанцевское время для всех арктических морей севера Евразии.

Менее выразительным оказывается пока средневалдайский интервал времени этого региона.

Рассмотрим теперь имеющиеся материалы по голоцену.

Исследование морских голоценовых отложений в отличие от морских плейстоценовых (главным образом развитых на континенте) началось значительно позже.

По геохронологическим данным выделенные ассоциации бентосных фораминифер в голоценовых отложениях арктических морей отнесены к традиционным подразделениям: пребореальному, бореальному, атлантическому, суббореальному, субатлантическому периодам.

Пребореальный период (10000–9000 л. н.). Отложения этого возраста обычно слагают основание голоценового разреза. Как правило, в этих отложениях встречается ассоциация бентосных фораминифер, состоящих из арктических и бореально-арктических форм.

В отложениях Баренцева моря в свое время отмечалось либо отсутствие остатков раковин, либо в отдельных случаях присутствие арктических видов. Следует заметить, что осадки этого возраста встречены далеко не но всех разрезах голоцена [Аксенов и др., 1987]. Позже в аналогичных отложениях обнаружены бентосные фораминиферы в разрезе, вскрытом в Нордкапском желобе. Ассоциация представлена арктическими и арктическо-бореальными видами, свидетельствующими о несколько более тепловодных условиях обитания [Самойлович и др., 1988].

В голоценовых отложениях Баренцева моря на основании изучения фораминифер С.А. Гуськов отмечает, что возраст осадков, которые содержат виды родов *Cibicides* и *Retroelphidium* можно считать ранне-среднеголоценовыми. По его представлениям выделены три биологические группы бентосных фораминифер. Первая представлена в зоне развития атлантических водных масс, с которыми связано присутствие бореальных видов (родов *Lagena, Oolina, Fissurina*). Вторая – в зоне

Полярного фронта, и характеризуется резким увеличением численности экземпляров, в том числе и тепловодных лаген, оолин и фиссурин. Третья представлена видами, обитающими в зоне баренцевоморских водных масс. Ее особенностью является преобладание арктических видов фораминифер [Гуськов, 1998].

И.А. Погодина выделяет нижнеголоценовые отложения в различных районах Баренцева моря, в которых доминируют следующие виды: *Cibicides lobatulus, Elphidium subarcticum, Nonionellina labradorica, Cassidulina reniforme*. Максимальное количество *Nonionellina labradorica* в Баренцевом море встречается непосредственно в зоне Полярного фронта, характеризующейся высокой сезонной биологической продуктивностью. Виды *Cibicides lobatulus, Elphidium subarcticum* обитают в условиях высокой гидродинамической активности. Эти сведения по экологии видов подтверждают выводы о повышении продуктивности и гидродинамической активности в зоне Полярного фронта в раннем голоцене.

Известно, что пространственное распространение ассоциаций фораминифер связано с распространением водных масс. В Зюйдкапском желобе арктическая ассоциация *Cibicides lobatulus–Cassidulina reniformis* (в настоящее время развитая у берегов Шпицбергена) вверх по разрезу сменяется ассоциацией *Melonis barleeanus–Retroelphidium clevatum/ Cassidulina reniformis* (располагающейся в настоящее время в зоне влияния атлантических вод). Это свидетельствует о более южном положении Восточно-Шпицбергеновского течения в раннем голоцене [Погодина, 2002].

В Карском море, в юго-западной его части в отложениях пребореального времени фораминиферы отсутствуют [Аксенов и др., 1987].

«Первое надежно документированное поступление атлантических вод в море Лаптевых в послеледниковье имело место в раннем голоцене между 10,4 и 8, т. л. н.» [Талденкова и др., 2005, стр. 415].

В Чукотском море в пребореальное время получили развитие достаточно тепловодные виды фораминифер (*Elphidium incertum, Retroelphidium propinquum* и др.), что связано, очевидно, с проникновением в Чукотское море тихоокеанского течения, которое оттесняло на запад холодные водные массы Восточно-Сибирского моря. Температура придонных вод и их соленость были близки к современным [Саидова, 1994].

В пребореальное время (между 10 и 9 т. л. н.) шло повышение уровня моря, что привело к полному восстановлению водообмена между Беринговым и Чукотским морями [Атлас палеогеографических карт, 1991, т. 1].

В бореальный период (9000–8000 л. н.) в Баренцевом море в отложениях соответствующих бореальному времени Т.А. Хусид отмечала присутствие арктических видов бентосных фораминифер [Аксенов и др., 1987; Хусид, 1989]. В аналогичных отложениях, вскрытых в Нордкапском желобе, ассоциация фораминифер отличается несколько большим разнообразием. Присутствуют: *Cibicides rotundatus, Cassidulina subacuta.* Обильны *C. laevigata* и разные фиссурины, что может быть связано с влиянием атлантических вод [Самойлович и др., 1988]. С.А. Гуськов [1998] в разрезе голоценовых отложений Баренцева моря рассматриваемого возрастного интервала отмечает четкое переслаивание осадков, сформировавшихся в зоне развития атлантических и баренцевоморских водных масс. Такая смена состава фораминифер позволяет сделать вывод о большой динамичности различного типа водных масс.

В Карском море в районе Западно-Карского поднятия в бореале выделены слои, в которых широкое развитие получили арктические виды бентосных фораминифер [Аксенов и др., 1987].

Для этого интервала времени в море Лаптевых отмечается присутствие холодноводных бентосных фораминифер, как в западной его части, так и на востоке [Талденкова и др., 2005; Найдина, 2006].

В Чукотском море развивается более мелководная и холодноводная мало продуктивная ассоциация бентосных фораминифер. Х.М. Саидова [1982, 1994] отмечает присутствие *Protelphidium orbiculate, Nonionellina labradorica* и др. В Центральную котловину Чукотского моря проникали холодные водные массы из Восточно-Сибирского моря. Температура воды была на 2–3° С ниже современной, а соленость на 2–3‰ выше. Глубина дна была меньше современной приблизительно на 20 м. Произошло понижение температуры воды и уровня моря [Саидова, 1982, 1994].

В атлантический период (8000–5400 л. н.) в Баренцевом море в Нордкапском желобе в разрезе голоцена обнаружена богатая арктическо-бореальная ассоциация фораминифер, в которой много трифарин, встречаются кассидулиниды, немногочисленны но очень разнообразны лагены, фиссурины и букцеллы. На формирование этой ассоциации, несомненно, оказали влияние атлантические водные массы [Самойлович и др., 1987]. Т.А. Хусид также отмечала, что в атлантическое время в Баренцевом море получила развитие ассоциация фораминифер бореально-арктического типа [Хусид, 1989; Аксенов и др., 1987].

С.А. Гуськов [1998] для Баренцева моря отмечает достаточно выдержанную последователь-

ность смены фораминиферовых ассоциаций по разрезу на обширной акватории. Для атлантического периода оказалась характерна арктическо-бореальная ассоциация (*Cassidulina reniformis–Retroelphidinium atlanticum*).

В среднем голоцене в Баренцевом море ассоциации фораминифер отличаются богатством и разнообразием. В области Шпицбергенско-Медвежинского мелководья получают развитие *Cassidulina teretis–C. reniformis* и *Melonis barleeanus–C. reniformis*. Распределение вида *Melonis barleeanus* на арктическом шельфе связано с атлантическими водными массами. Увеличение концентраций *Melonis barleeanus* связано, по-видимому, с адвекцией атлантических водных масс. Обычными на всей изученной площади являются также виды *Cassidulina laevigata, Trifarina angulosa*. Область обитания этих видов в настоящее время ограничена температурой +4° С [Погодина, 2000, 2002; Тарасов и др., 2000].

В Карском море Т.А. Хусид отмечает присутствие относительно тепловодной ассоциации фораминифер бореально-арктического типа [Аксенов и др., 1987]. В тоже время в соответствии с полученными данными по диатомеям в Баренцевом море известно, что последнее усиленное проникновение атлантических водных масс в Карское море могло иметь место в конце атлантического-начале суббореального периодов голоцена [Полякова, 1997].

В море Лаптевых отмечается бореально-арктическая ассоциация. Присутствуют планктонные формы [Талденкова и др., 2005].

На Новосибирских островах трансгрессия достигала максимума к четырем тысячам лет назад. Уровень моря был выше современного на 5–7 м [Анисимов и др., 2005].

В атлантическое время в Чукотском море отмечается высокая общая численность фораминифер. В Центральной котловине численность фораминифер была выше современной в 3–5 раз. Численность фораминифер резко увеличивалась в самом начале этого отрезка времени, а затем в его середине. Характерен вид *Retroelphidium propinquum*, а также *Buccella inusitata* и др. Это позволяет говорить об увеличении температуры придонных вод до 4–6° С. Соленость достигала 32–32,5‰. В северной части Чукотского моря увеличилась численность планктонных фораминифер, что, несомненно, связано с увеличением температуры поверхностных вод примерно на 2–3° С. В Чукотском море происходило углубление. Ассоциации фораминифер свидетельствуют о том, что глубина была больше современной, по крайней мере, на 5 м. Холодные водные массы Восточно-Сибирского моря оттеснялись на запад (рис. 1). Значительно повышался уровень моря. Это и был термический максимум голоцена [Саидова, 1982, 1994].

В суббореальный период (4500–2500 л. н.) в Баренцевом море отмечается присутствие бореально-арктических и арктических видов бентосных фораминифер [Аксенов и др., 1987]. На западе в Нордкапском желобе найдены секреционные формы и планктон. Среди первых доминируют: *Cibicides rotundatus, Cassidulina subacuta* и др. Содержание планктона в западной части акватории 10%, а на востоке значительно меньше (2%). Сокращается влияние атлантических вод. Начинают доминировать арктические водные массы [Гуськов, 1998; Погодина, 2000, 2002].

В Карском море в отложениях суббореального времени, по данным Т.А. Хусид, присутствуют бентосные фораминиферы, главным образом бореально-арктические и арктические [Аксенов и др., 1987].

В море Лаптевых в аналогичных отложениях отмечается присутствие арктических бентосных фораминифер и планктонных видов [Талденков и др., 2005].

В Восточно-Сибирском море, по-видимому, увеличивалось количество арктических видов бентосных фораминифер. О резком ухудшении гидробиологических условий свидетельствует также низкая продуктивность, как планктонных, так и донных ценозов диатомей. Наблюдалось снижение уровня моря [Полякова, 1997].

В отложениях суббореального периода во всех арктических морях вверх по разрезу происходило увеличение холодноводных видов фораминифер, что, очевидно, связано с усилением влияния арктических водных масс.

В Чукотском море уменьшается количество *Retroelphidium propinquum, Buccella inusitata* и других видов. Возрастает численность холодноводных форм, особенно *Cassidulina teretis*. Продуктивность бентосных фораминифер была в 3–5 раз ниже, чем в настоящее время, а планктонных форм – в сотни раз. В Центральной котловине отмечается особенно низкая численность фораминифер. Все это зависело не столько от обмеления бассейна, сколько от изменений в распространении водных масс. Температура воды стала ниже современной на 1–2° С, а соленость на 0,5–1‰ выше современной [Саидова, 1994].

Субатлантический период (2500 л. н.). При переходе от суббореального к субатлантическому времени отмечается присутствие холодноводных бентосных фораминифер, свидетельствующих о заметном похолодании. Во всех разрезах

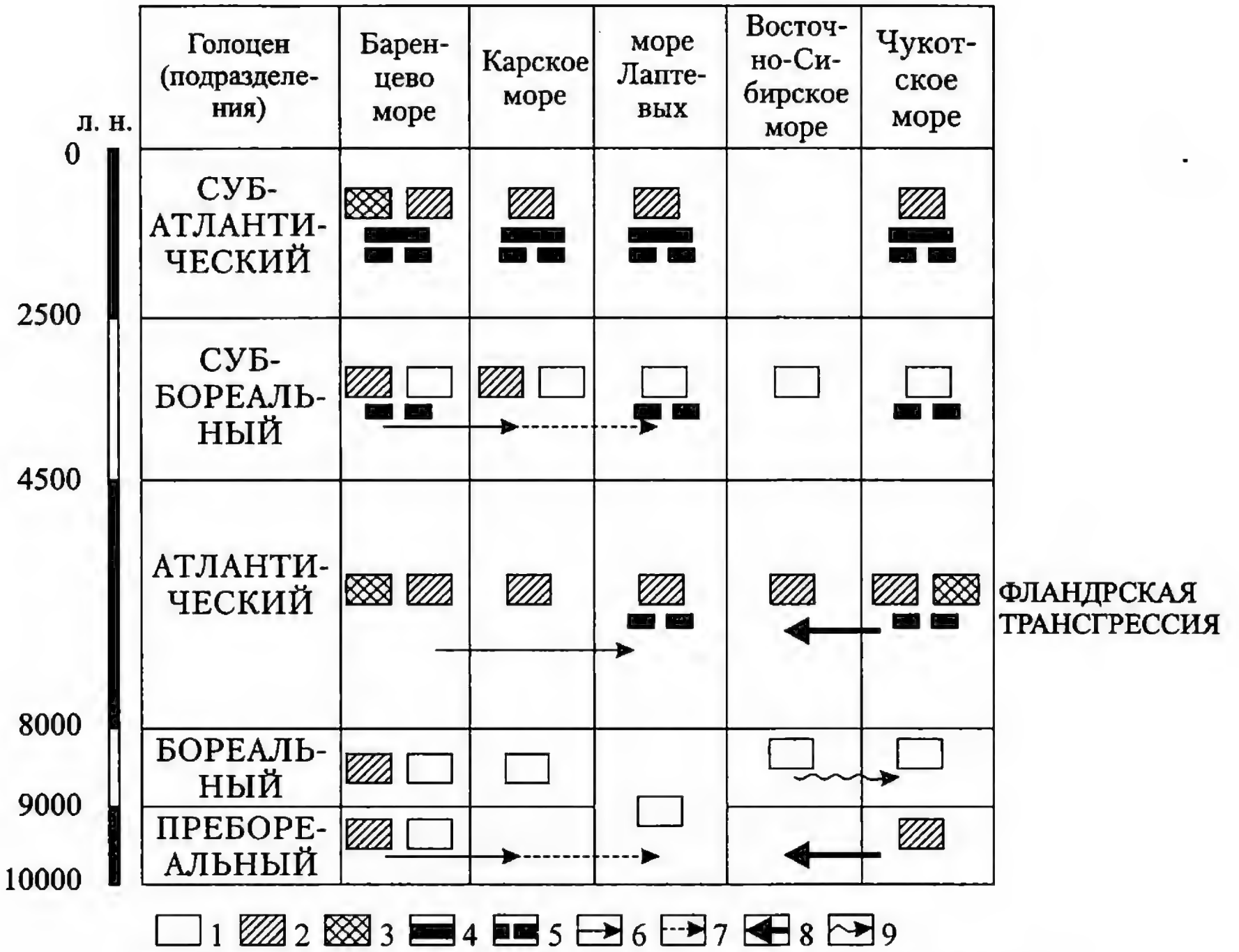

Рис. 1. Ассоциации фораминифер в голоценовых отложениях морей Арктики

1 – арктические ассоциации, 2 – бореально-арктические ассоциации, 3 – арктическо-бореальные ассоциации, 4 – агглютинирующие виды, 5 – планктонные виды. 6 – атлантическое течение, 7 – трансформированные атлантические водные массы, 8 – тихоокеанское течение, 9 – холодные водные массы

выделяется нижняя холодноводная часть. Выше по разрезу встречен комплекс фораминифер, близкий к современному. Обнаружены агглютинирующие формы, которые ниже по разрезу не были встречены.

В Баренцевом море для субатлантического времени Т.А. Хусид отмечает присутствие бореально-арктических видов фораминифер [Аксенов и др., 1987]. В Нордкапском желобе найдены как секреционные виды *Cibicides rotundatus, Melonis zaandame* и др., так и агглютинирующие – *Spiroplectammina biformis, Reophax scorpiurus* и др. Обнаружен также планктон. На западе Баренцева моря содержание планктона доходит до 20%, а на востоке только 3% [Самойлович и др., 1988]. По-видимому, уже происходило становление современного режима с господством арктических вод. Условия для захоронения известковых фораминифер на данном этапе были неблагоприятны. В более холодных водах идет усиленное растворение карбонатов, поэтому широкое развитие получают агглютинирующие формы, как считает И.А. Погодина [2000]. С.А. Гуськов [1998] отмечает, что на протяжении всего голоценового осадконакопления в акватории Баренцева моря Полярный фронт никогда не достигал западной оконечности о-ва Колгуев. На этом основании можно сказать, что в течение голоцена миграции Полярного фронта носили менее масштабный характер, чем аналогичный процесс в плейстоцене [Гуськов, 1998].

В Карском море найдены виды бореально-арктических фораминифер. Обнаружены секреционные формы, агглютинирующие и планктонные [Аксенов и др., 1987].

Аналогичная бореально-арктическая ассоциация фораминифер и в море Лаптевых [Талденков и др., 2005]. Здесь же в отложениях этого возраста отмечается присутствие диатомей, отражающих уже современные гидробиологические и седиментационные условия [Полякова, 1997].

В Чукотском море найдена ассоциация фораминифер бореально-арктического типа. В верхней части толщи наблюдается увеличение

численности секреционных форм и агглютинирующих. Среди первых преобладают эльфидииды. Агглютинирующие представлены видами: *Rhabdammina abyssorum, Rephax curtus, Miliammina fusca* и др. Судя по систематическому составу фораминифер, снизу вверх по разрезу наблюдалось повышение температуры придонных вод и повышение уровня моря до его современного состояния. По-видимому, в Чукотском море палеосреда субатлантического времени мало отличалась от современных условий [Саидова, 1994].

В голоцене намечаются следующие заметные рубежи (рис. 1).

В самом начале пребореального периода произошло особенно резкое поднятие уровня моря, что подтверждает важность этого палеогеографического рубежа. Наступившая трансгрессия, несомненно, была прерывистой. Если на западе сказывалось влияние Атлантического океана, то на востоке в Чукотском море большее влияние оказывало более тепловодное тихоокеанское течение, оттеснявшее холодные водные массы Восточно-Сибирского моря.

Позднее на протяжении бореального периода произошло понижение температуры водных масс и уровня моря. В Баренцевом море, очевидно, сказывалось влияние Атлантического океана, а вот в Чукотское море проникали холодные воды Восточно-Сибирского моря.

Среди выделенных ассоциаций фораминифер самой выразительной оказалась отнесенная к атлантическому периоду. В самом начале атлантического времени выделяется трансгрессивный цикл, что, по-видимому, совпало с начальными стадиями фландрской трансгрессии. Во всех морях Арктики резко увеличилась численность фораминифер и их разнообразие. В акватории Баренцева моря по фораминиферам установлена динамичность Полярного фронта. В Чукотском море тихоокеанское течение оттесняло на запад холодноводные массы Восточно-Сибирского моря. Уровень моря значительно повышался.

В суббореальное время во всех арктических морях отмечается изменение структуры ассоциаций фораминифер. Произошло резкое ухудшение гидробиологической обстановки и понижение уровня моря.

Ассоциации фораминифер в голоцене позволили обнаружить два благоприятных для морской биоты события, связанные с поступлением в арктические евроазиатские моря атлантических и тихоокеанских вод или их трансформированных аналогов – атлантическое и позднесубатлантическое.

Литература

Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 277 с.

Анисимов М.А., Павлова Е.Ю., Питулько В.В. К вопросу о развитии природной среды района Новосибирских островов в позднем плейстоцене-голоцене. Квартер-2005. Сыктывкар, 2005. С. 20–21.

Арсланов Х.А., Евзеров В.Я., Тертычный Н.И. и др. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии (понойских слоев) на Кольском полуострове // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 28–37.

Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена – основа для палеоклиматических реконструкций и периодизации истории биоты // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 17–29.

Атлас палеогеографических карт. Том 1. 1991.

Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н. и др. Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 151–178.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 125 с.

Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.

Гуськов С.А. Опыт построения палеоокеанических карт для позднего плейстоцена Севера Сибири по фораминиферам // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 111–115.

Гуськов С.А. Голоценовые фораминиферы Баренцева моря. Автореферат дис... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998.

Гуськов С.А.; Левчук Л.К., Троицкая Т.С. Плейстоцен-голоценовые миграции фораминифер – этапы изменения климата // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 51–58.

Кинд Н.В., Левчук Л.К. Морские каргинские отложения в бассейне Нижней Таймыры и их микропалеонтологическая характеристика // Бюлл. ком. по изучению четвертичного периода. 1981. № 51. С. 118–131.

Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геологостратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН. Т. 398. № 2. 2004. С. 218–222.

Лаврова М.А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района // Уч. зап. ЛГУ. Сер. географ. 1949. Вып. 6. № 124. С. 32–43.

Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. Тр. Ин-та геологии и геофизики. 1984. Вып. 589. 128 с.

Найдина О.Д. Палеогеография восточного шельфа моря Лаптевых в первой половине голоцена по фораминиферам и палинологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 113–125.

Погодина И.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Баренцева моря по фораминиферам. Автореферат дис... канд. геол.-минер. наук. М., 2000.

Погодина И.А. Современные фораминиферы Печорского моря. Современные проблемы океанологии шельфовых морей России. Тезисы докладов Международной конференции. Мурманск, 2002. С. 189–192.

Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 145 с.

Саидова Х.М. Стратиграфия и палеогеография голоцена Чукотского моря и Берингова пролива по фораминиферам // Проблемы геоморфологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 92–115.

Саидова Х.М. Экология шельфовых сообществ фораминифер и палеосреда голоцена Берингова и Чукотского морей. М.: Наука, 1994. 93 с.

Самойлович Ю.Г., Лебедева Р.М., Коган Я., Иванова Л.В., Чапина О.С. Опыт и перспективы применения комплекса стратиграфических методов при изучении четвертичных отложений Баренцева моря // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 150–162.

Талденкова Е.Е., Баух А.А., Степанова А.Ю. и др. Послеледниковая история западной части моря Лаптевых по материалам изучения ископаемых бентосных комплексов. // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Квартер-2005, Сыктывкар. 2005. С. 415–416.

Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б., Кукина Н.А., Митяев М.В. Прцессы седиментации на гляциальных шельфах. 2000. Апатиты, изд-во Кольского научного центра РАН. 473 с.

Хорева И.М. Палеоэкологические события верхнего плейстоцена и голоцена в акватории Баренцева моря по фораминиферам // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 187–192.

Хусид Т.А. Палеоэкология Баренцева моря в позднечетвертичное время по фораминиферам // Бюлл. ком. по изучению четвертичного периода. 1989. № 58. С. 105–116.

Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 67, 2007 г.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ В БЕЛОМОРСКОЙ ДЕПРЕССИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 130 ТЫСЯЧ ЛЕТ (СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В.Я. Евзеров, О.П. Корсакова, В.В. Колька

Беломорский водоём подразделяется на три составляющие: Бассейн – основную часть моря с Кандалакшским, Онежским и Северодвинским заливами, Воронку с Мезенским заливом, открытую в сторону Баренцева моря, и расположенный между Бассейном и Воронкой узкий пролив – Горло Белого моря. Относительно происхождения Беломорской котловины, вмещающей Бассейн Белого моря, высказывались различные предположения. Наиболее древними из обнаруженных в ней морских образований являются отложения микулинского межледниковья. Вполне вероятно, что указанная котловина и образовалась непосредственно перед или в самом начале упомянутого межледниковья.

Морские осадки микулинского межледниковья залегают на морене московского оледенения. Они распространены в акватории Белого моря, где вскрыты бурением, и в периферических районах восточной части Кольского полуострова. Первое монографическое описание морских межледниковых отложений принадлежит М.А.Лавровой [1960]. По её представлениям в период межледниковья имели место две трансгрессии: бореальная и беломорская. В качестве образования беломорской трансгрессии рассматривалась линза морских осадков, залегающая стратиграфически выше морских бореальных и перекрывающих их дельтовых отложений в низовьях р. Варзуги. В более поздней работе, одним из соавторов которой являлась М.А.Лаврова [Граве и др., 1969], залегающие под мореной поздневалдайского оледенения морские осадки в многочисленных обнажениях на юго-востоке Кольского полуострова были отнесены к бореальной трансгрессии. Более поздние исследования показали, что упомянутая линза на р. Варзуге представляет собой отторженец морских отложений бореальной трансгрессии [Гудина, Евзеров, 1973; Molodkov, Yevzerov, 2004]. Вместе с тем предпринятое ранее всестороннее изучение подморенных морских отложений позволило выделить две толщи, существенно различающиеся по палеонтологическим характеристикам и разделенных поверхностью размыва. По типоморфным разрезам они получили название понойских (бореальных) и стрельнинских слоёв [Евзеров, Гудина, 1971].

Понойские слои имеют суммарную мощность около 30 м. Они сложены песками, супесями, суглинками, реже глинами и, как правило, характеризуются присутствием многочисленных палеонтологических остатков в виде раковин морских моллюсков, фораминифер, диатомовых водорослей, пыльцы и спор наземных растений. Комплекс моллюсков из понойских слоев представлен главным образом арктo-бореальными, преимущественно бореальными и бореальными формами. В нем обнаружены также единичные арктические, преимущественно арктические, бореально-лузитанские и лузитанские виды. Комплекс фораминифер из этих слоев также бореальный с теми же зоогеографическими группами видов и примерно с таким же соотношением их в комплексе. К сожалению, все известные разрезы понойских слоёв (рис. 1) отражают отдельные этапы трансгрессии. В большинстве своем они детально изучены геологически и палеонтологически. Тем не менее, имеющихся данных недостаточно для корректной увязки частных разрезов и создания сводного разреза понойских слоёв. Однако некоторые этапы развития понойской трансгрессии могут быть реконструированы уже сегодня. Так, можно считать установленным, что трансгрессия началась в суровых климатических условиях, поскольку в основании святоносского разреза в интервале высот от 6.5 до 12.3 метров над уровнем моря обнаружены ледниково-морские осадки [Корсакова и др., 2005]. Трансгрессия, видимо, развивалась достаточно быстро, поскольку в суровой же климатической обстановке сформировалась толща однородных глин темно-вишневого цвете, кровля которой в качковском разрезе располагается на отметке около 127 м над уровнем моря. В ней встречено около 100 экземпляров фораминифер 9 видов, среди которых доминируют представители арктического вида *Cassandra teretis (Tapp.)*. Судя по гипсометрическому положению и результатам палеонтологических исследований, глина накапливалась в пери-

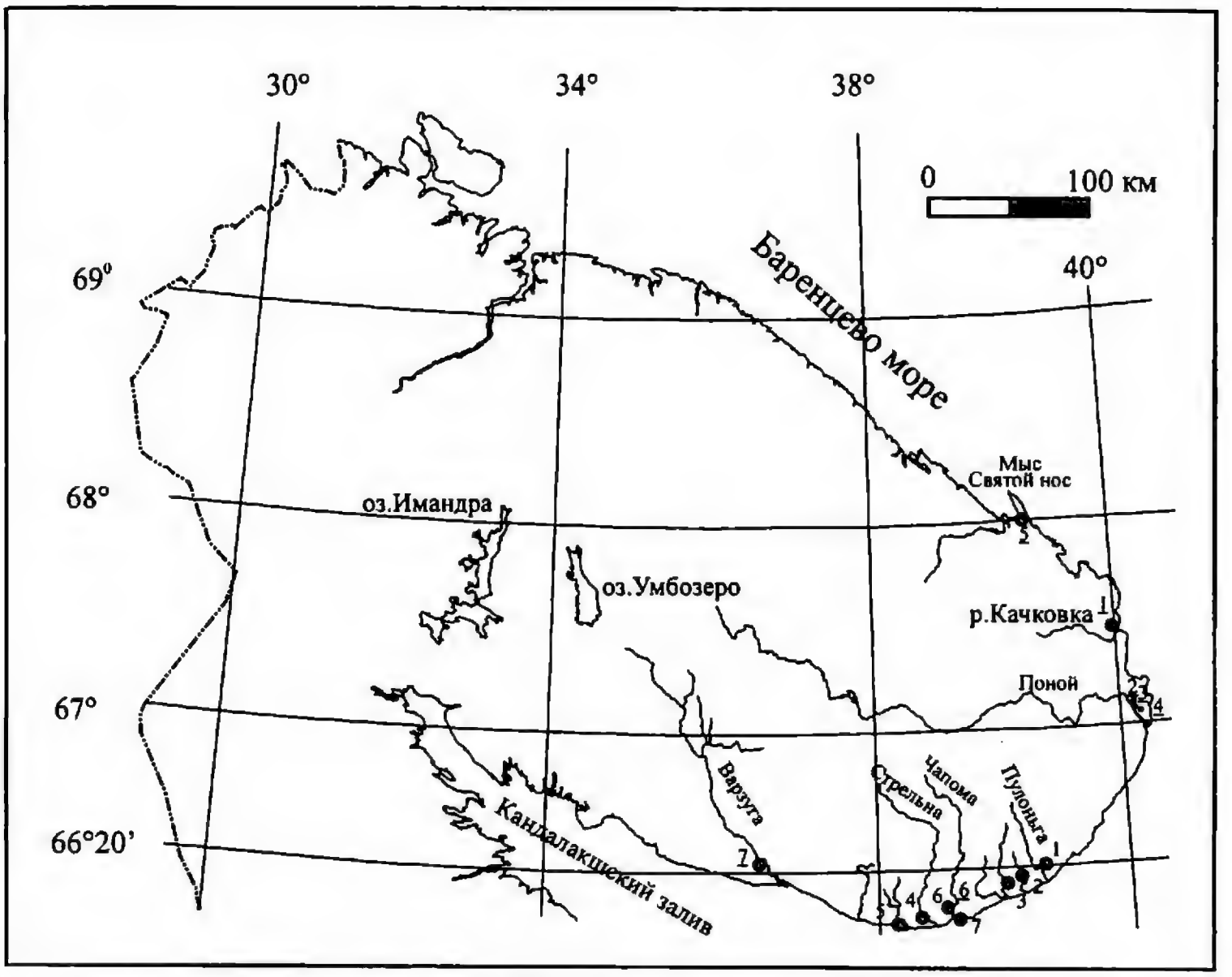

Рис. 1. Схема расположения разрезов понойских и стрельнинских слоев на Кольском полуострове.
Понойские слои (номера подчеркнуты): 1 – верховья ручья, впадающего в реку Малую Качковку в 2км к северо-западу от устья; 2 – среднее течение ручья Попова, впадающего слева в р. Поной в 3км ниже села Поной; 3 – среднее течение правого притока ручья Пахтенного, впадающего слева в р. Поной в 1км выше села Поной; 4 – левый берег р. Поной против села Поной; 5 –вершина Святоносского залива; 6 – левый берег р. Чапомы в 3.5 км от устья; 7 – правый берег р. Варзуги у Клетного порога; 8 – восточная часть северных предгорий Ловозерского горного массива. Стрельнинские слои: 1 – левый берег руч. Лудяного в 0.4 км выше впадения ручья в р. Пулоньгу; 2 – левый берег р. Большой Кумжевой в 9.5км выше устья; 3 – левый берег р. Усть-Пялки в 9 км от устья; 4 – правый берег р. Стрельны в 6.5 км от устья; 5 – правый берег р. Каменки в 5.5 км от устья; 6 – левый берег р. Чапомы в 3.5км от устья; 7 – берег моря в 3км к востоку от устья р. Чапомы.

од максимума трансгрессии в бассейне с несколько пониженной соленостью и температурой близкой к 0°С. Стратиграфически выше в качковском разрезе лежит толща мелководных и прибрежных отложений: песков, сменяющихся вверх по разрезу песчано-галечными осадками. Она, несомненно, сформировалась в начальный этап регрессии. В песках встречено большое количество раковин морских моллюсков и фораминифер. По числу экземпляров доминируют бореальные и арктобореальные виды моллюсков – *Arctica islandica L., Mactra elliptica Brown., Astarte borealis Chemn. var. arctica, Hiatella arctica L.*; в небольшом количестве присутствует лузитанский вид – *Cardium edule L.* Среди фораминифер, общее количество которых измеряется тысячами и десятками тысяч экземпляров на 100 г сухой породы (образец), а число видов достигает 22, преобладают тоже бореальные и арктобореальные виды – *Cibicides rotundatus Stshedrina и Trifarina angulosa Williamson.* Тепловодные формы малакофауны составляют около 80%, а фораминифер – 70% от общего числа установленных видов. Палеонтологические данные свидетельствуют о том, что песчаные осадки накапливались в водоёме глубиной около 10–20 м, соленость вод которого была близка к нормальной морской, а донные температуры составляли не менее 5–6°. Материалы по качковскому разрезу позволяют приближенно реконструировать положение береговой линии моря в начальный этап регрессии. Оно с учетом деформаций вследствие позднеплейстоценового и голоценового куполовидного гляциоизостатического поднятия рассматриваемой территории приведено на рис. 2. Анализ схемы показывает, что морем была покрыта значительная часть континента; Баренцево и Белое моря связывали многочисленные, вероятно в значительной мере опресненные проливы. Вследствие этого теплые воды Атлантики, которые в период микулинского межледниковья распространялись значительно восточнее их современного

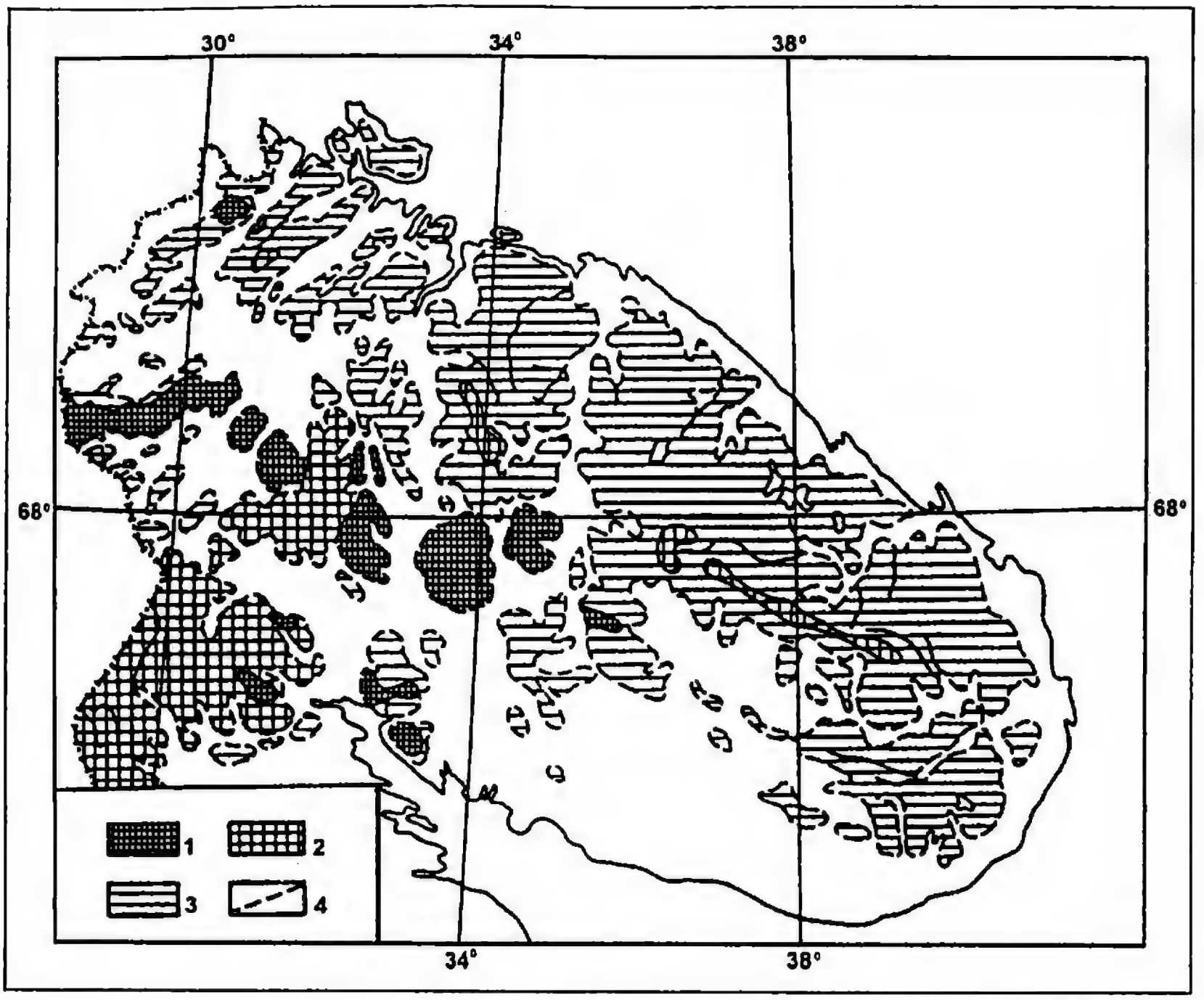

Рис. 2. Схема распространения микулинского морского бассейна на Кольском полуострове в начальный этап отступления моря

1 – горы; 2 – крупные холмы; 3 – равнина; 4 – граница распространения бореальной трансгрессии.

предела, начали свободно проникать в Белое море, где, соответственно, появились бореальные и бореально-лузитанские морские организмы.

Разрезы, отражающие последующие этапы регрессии моря, требуют дальнейшего изучения. Речь идет о разрезах в нижнем течении рр. Поноя и Чаромы. (рис. 1, 2, 3, 4, и 6). Широко известный разрез морских межледниковых отложений в низовьях р. Варзуги (рис. 1, 7) также нуждается в дополнительном исследовании, поскольку появилось основание считать, что контакты между слагающими его толщами осадков преимущественно тектонические [Yevzerov, 1993], а не стратиграфические, как предполагалось.

Хронологическая позиция понойских слоёв окончательно определилась после получения результатов уран-ониевого датирования содержащихся в этих слоях раковин морских моллюсков [Evzerov, Koshechkin, 1977; Арсланов и др., 1981]. Последующее датирование раковин и песка методами электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) подтвердило принадлежность понойских слоёв к микулинскому межледниковью [Molodkov, Yevzerov, 2000, 2004; Корсакова и др., 2004]. Возраст этих слоёв варьирует от примерно 120–130 до 100–105 тыс. лет.

Более поздняя по возрасту межледниковая морская толща, названная стрельнинскими слоями, с размывом залегает на понойских слоях. Её трансгрессивная серия мощностью от 2 до 15 м начинается маломощным базальным горизонтом песчано-гравийно-галечных осадков. На нем лежат супеси и суглинки. Регрессивная серия мощностью, как правило, более 10 м представлена песками с прослоями супесей и суглинков. Наиболее полный разрез упомянутых слоёв расположен на правом берегу р. Стрельны в 6.5км от устья (рис. 1, разрез 4). Здесь на понойских отложениях с размывом залегает крупнозернистый песок с галькой и валунами (1.3 м), сменяющийся выше суглинком темно-серого цвета с редкими раковинами моллюсков (4.5 м) и супесью (1.8 м), которая в свою очередь сменяется мощной (17 м) пачкой песков различной зернистости с прослоями супеси и суглинка. Кровля песков располагается на абсолют-

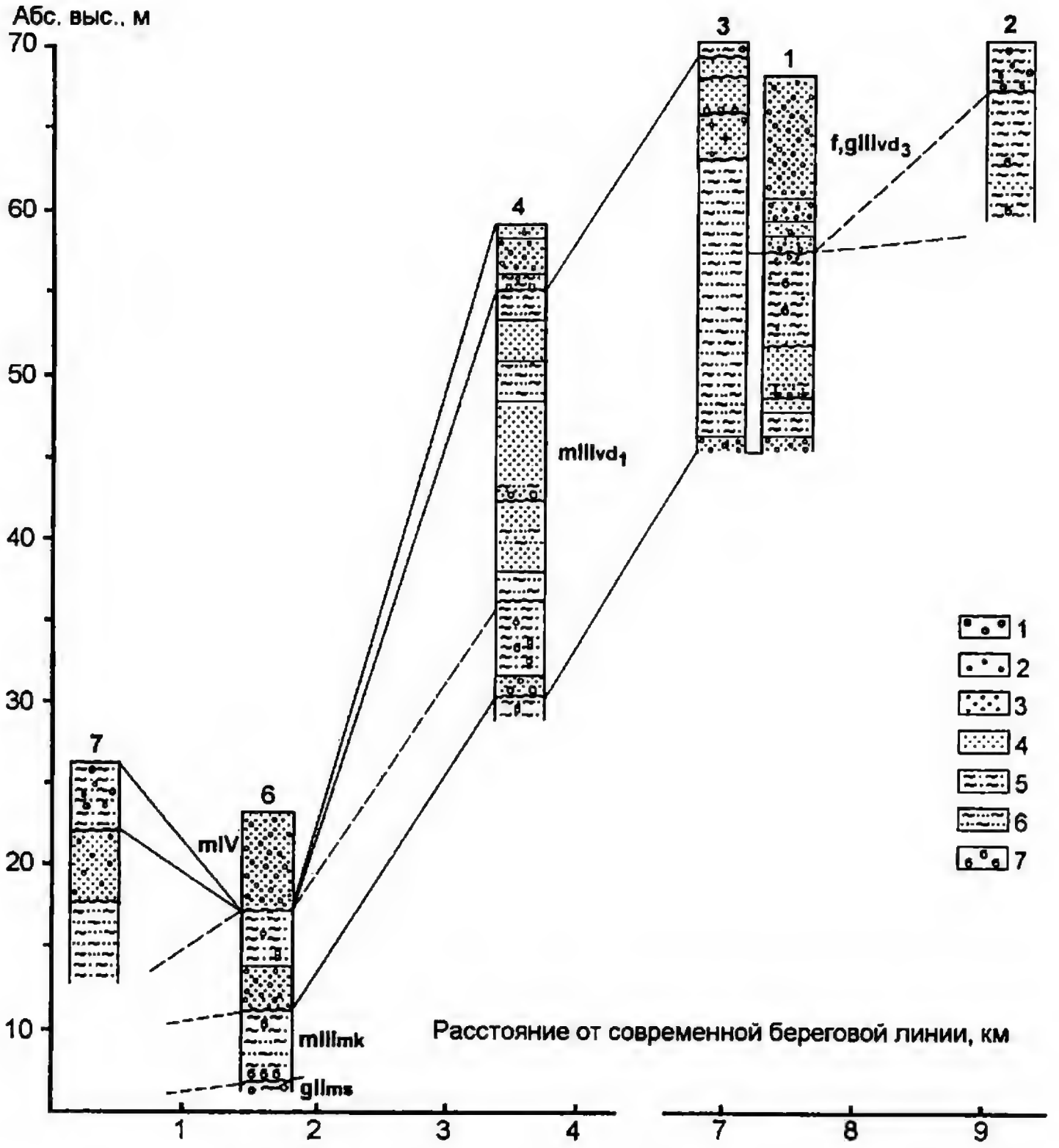

Рис. 3. Схема сопоставления разрезов стрельнинских слоёв

1 – валуны; 2 – галька; 3 – гравий; 4 – песок; 5 – супесь; 6 – суглинок; 7 – раковины морских моллюсков. Номера разрезов соответствуют таковым на рис.1. Принятая индексация горизонтов среднего и позднего плейстоцена: ms –московский, mk – микулинский, vd_1 – ранневалдайский, vd_3 – поздневалдайский.

ной отметке 55 м. Сопоставление ряда полно изученных разрезов стрельнинских слоёв, обнаруженных на юго-востоке Кольского полуострова, показано на рис. 3.

Климатическая обстановка в период формирования рассматриваемых слоев по заключению палинологов была близка к современной или даже теплее, то есть типичной межледниковой [Граве и др., 1969]. Такое заключение хорошо вписывалось в существовавшее представление о принадлежности стрельнинских слоёв к отложениям микулинского межледниковья. Однако, на наш взгляд, оно нуждается в коррективах, что вполне отчетливо проявляется при анализе, например, спорово-пыльцевой диаграммы стрельнинских морских отложений на правобережье р. Стрельны (рис. 1 и 3, разрез 4) [Граве и др., 1969]. Из диаграммы следует, что в общем составе пыльцы и спор содержание пыльцы древесных растений невелико (менее 40%) и приближается к таковому поверхностной пробы (около 45%), отражающей состав современной растительности, только в нижней половине разреза стрельнинских слоев. Здесь же встречаются единичные зерна пыльцы широколиственных растений. Наиболее вероятно, что пыльца древесных растений, в том числе и широколиственных пород, переотложена из формировавшихся в межледниковой климатической обстановке понойских слоев, на отложениях которых характеризуемая толща залегает, как отмечалось, с размывом. Изложенное в полной мере относится ко всем без исключения разрезам стрельнинских слоев. Откорректированная трактовка диаграмм позволяет говорить о формировании

этих слоев в более суровых климатических условиях, чем современные, что, как мы покажем далее, хорошо согласуется с другими палеонтологическими данными.

Стрельнинские морские слои не повсеместно и в небольшом количестве содержат раковины морских моллюсков. Наиболее полное представление об условиях их образования дают результаты микрофаунистического анализа в связи с довольно широким распространением в них фораминифер [Евзеров, Гудина, 1971; Гудина, Евзеров, 1973]. Состав стрельнинского комплекса фораминифер уступает понойскому и по разнообразию видов и по количеству их особей. В нем насчитывается 40 видов против 81 в понойском комплексе. Количество особей варьирует от первых десятков до первых сотен. В стрельнинском комплексе преобладают *Cibicides rotundatus* или *Cibicides refulgens* и различные нонионииды и эльфидииды. В нем сокращается, по сравнению с понойским комплексом, общее количество теплолюбивых видов. Намного реже и в меньшем количестве встречаются *Dentalina baggi, D. frobisherensis, Lagena apiopleura, Oolina melo, Eponides wrightii, Paromalina bilateralis, Nonionella auricula, Elphidium boreale, E. margaritaceum* и др. Гораздо меньшим числом особей представлены популяции *Cibicides rotundatus, Astrononion gallowayi, Nonionella labradorica, Melonis zaandamae, Protelphidium asterotuberculatum, Trifarina angulosa, Cassidulina subacuta* и др. В то же время в комплексе увеличивается содержание более холодноводных форм, таких как *Cribrononion obscurus, Elphidium ex gr. subclavatum, Elphidiella arctica.* В целом стрельнинский комплекс является аркто-бореальным. В нем на долю арктических и бореально-арктических видов приходится 37.5%, 32 % составляют аркто-бореальные, 12.5% бореальные и 5 % бореально-лузитанские виды (при полном отсутствии лузитанских) и еще 12.5% – виды неустановленной зоогеографической принадлежности. Отчетливых изменений состава фораминифер по разрезу стрельнинских слоев не наблюдается. По заключению В.И. Гудиной, характеризуемый комплекс сходен с современными ценозами северной, северо-западной и юго-восточной частей Баренцева моря в пределах распространения холодных вод и современными ценозами фораминифер таких арктических морей, как Карское и Лаптевых.

Как отмечалось, стрельнинские слои залегают на понойских слоях с размывом. Поверхность размыва занимает наиболее низкое положение в районе нижнего течения р. Чапомы (рис. 1, разрез 6). Она находится на высоте около 12м над уровнем моря. Эта высота примерно отвечает величине гляциоизостатического поднятия указанного района на протяжении голоцена. Иными словами, в начальный этап трансгрессии, сформировавшей стрельнинские слои, уровень моря был близок к современному. Полная же амплитуда трансгрессии составила примерно 100 м. Палеонтологические данные свидетельствуют о развитии трансгрессии в несколько более суровых климатических условиях, чем современные. Однако в отличие от бореальной трансгрессии микулинского межледниковья в начальный этап стрельнинской трансгрессии, судя по имеющимся материалам, не накапливались существенно более холодноводные осадки, чем на протяжении её последующего развития.

В 2003 г. методами ЭПР и ОСЛ датированы раковины морских моллюсков и вмещающие их осадки из стрельнинских слоев [Корсакова и др., 2004]. Полученные возраста порядка 80–100 тысяч лет назад отвечают раннему валдаю (изотопно-кислородная стадия-ИКС- 5d-5a). Вместе с тем разрезы на реках Каменке и Большой Кумжевой, не отличающиеся по палеонтологическим характеристикам от прочих разрезов стрельнинских слоёв, по результатам датирования оказались средневалдайскими. На основе новых датировок сделано заключение, что в Беломорской котловине морской водоём существовал на протяжении всей ИКС 5, а вновь выделенной средневалдайской трансгрессии предшествовала ледниковая экспансии Карского ледника в пределы Кольского полуострова. Очевидно, для решения вопросов о правомерности выделения еще одной (средневалдайской) морской трансгрессии, присутствии на Кольском полуострове морены Карского ледникового покрова и определения стратиграфической позиции стрельнинских слоёв необходимы как дальнейшие геолого-хронологические исследования, так и углубленный анализ всех имеющихся материалов по эволюции валдайских ледниковых покровов Северной Европы.

Наиболее полно реконструировано развитие Белого моря в период деградации поздневалдайского оледенения и в голоцене. В основе реконструкции лежат результаты изучения осадков озерных котловин, изолировавшихся от моря в позднем плейстоцене-голоцене, и данные геоморфологического профилирования. Осадки исследовались в пределах ограниченных по площади участков побережья в котловинах, расположенных на разных гипсометрических уровнях – от современной береговой линии до верхней морской границы. В каждой из котловин детально документировался керн. По материалам литологического и палеонтологического изучения

образцов устанавливалась фациальная принадлежность осадков. При этом особое внимание уделялось осадкам переходных зон (приледниковое озеро–море и (или) море–озеро). Их датирование радиоуглеродным методом в совокупности со сведениями о высотах порогов стока озер позволяет реконструировать трансгрессивное или регрессивное перемещение береговой линии в каждой из точек наблюдения и на участке в целом. В качестве примера на рис. 4 приведен разрез осадков одной из озерных котловин в районе пос. Умба. В нем надежно выделены отложения двух переходных зон: от пресноводных осадков к морским и от морских к пресноводным. Подробно методика исследований рассматривалась ранее [Колька и др., 2005]. Далее в тексте индексы радиоуглеродных датировок обозначают место проведения анализа: Beta- лаборатория Beta Analytic Флорида, США, Su- лаборатория Геологической службы Финляндии, г. Эспоо, IGSB-образцы – лаборатория Института геологии и геохимии НАН Беларуси, Wk- лаборатория Университета Вайкато, Новая Зеландия. Районы работ, выполненных на побережье Белого моря, показаны на рис. 5.

При геоморфологическом профилировании устанавливалось высотное положение береговых образований (террас и береговых валов) для определения положений уровня трансгрессирующих или регрессирующих бассейнов в позднеледниковье и голоцене. По данным литолого-стратиграфического изучения осадков и геоморфологического профилирования построена диаграмма, на которой реконструировано положение береговой линии Белого моря в различные моменты геологической истории (рис.6). На ней не помещены данные по району 3 (рис. 5), поскольку в последнее время обнаружено влияние на южный берег Кандалакшского залива наравне с изостатическим поднятием территории нисходящих тектонических перемещений Кандалакшского грабена, амплитуда которых увеличивается в восточном направлении.

При литологическом изучении разрезов донных отложений в районах 1, 2 и 3 (рис. 5) выделены пять генетических фациальных разновидностей осадков, отражающих различия в условиях осадконакопления. Они характеризуются в исторической последовательности.

Осадки фации приледникового озера (I) обычно представлены неслоистой глиной или неясно слоистой, редко ленточно слоистой алевритистой глиной серого и серо-голубого цвета с отдельными зернами гравия и крупного песка. Они всегда залегают на консолидированных породах (коренные породы или морена), которые не могли быть пройдены при бурении. В осадках фации I определен комплекс диатомовых водорослей, отражающих стадию пресноводного перигляциального озера. Это единичные пресноводные виды: *Aulacoseira islandica, Pinularia isostauron.*

Осадки фации переходной от пресноводных к морским условиям седиментации (II) представлены переслаиванием песка или алеврита с органическим материалом (до 60 %) и чистого алеврита или песка. Иногда встречаются интервалы, полностью сложенные разложившейся органикой. Мощность слойков с органикой варьирует от 0.5 до 1.5 см. В верхних частях интервалов разреза, соответствующих фации II, встречаются единичные обломки раковин. Песчано-алевритовые интервалы имеют зеленую, темно-зеленую окраску, интервалы с органикой – коричневую или темно-коричневую до черной. В осадках фации II определен комплекс диатомовых водорослей, относящихся к стадии позднеледниковой ингрессии моря: перемежающиеся слои с преобладанием мезогалобных видов *Coscinodiscus lacustris var. septentrionalis* и слои, обогащенные галофильными *Rhopalodia gibba var. vantricosa.* Мощность осадков этой фации изменяется от первых десятков сантиметров до полутора метров. Они формировались во время смены озерных условий седиментации морскими.

Осадки фации моря (III) представлены как минеральным (алеврит и песок разнозернистый), так и органическим материалом (отдельные раковины, их фрагменты и скопления в виде банок). Текстуры осадков этой фации различны. Обычно отмечаются неслоистые оливково-серые, темно-серые алевриты или песчанистые алевриты, часто содержащие отдельные раковины или их фрагменты и единичные гальки. В некоторых разрезах отмечены конкреции, формирующиеся вокруг обломков раковин. Несколько верхних сантиметров осадка фации III иногда характеризуются неотчетливой слоистостью, подчеркнутой изменением цвета. Это осадки, отмечающие переход к вышележащим осадкам фации IV.

В разрезах осадков фации III встречены ракушняковые банки мощностью до 1.2 метров. В них установлены *Balanus sp., Echinoidea, Brachiopoda, Bivalvia* (среди них *Tridonta borealis, Elliptica elliptica, Nicania montagui, Mya sp., Macoma calcarea, Mytilus edulis, Hiatella arctica* и *Chlamys islandicus)*, и *Gastropoda* (*Puncturella sp., Oenopoda sp., Buccinum sp.*). Диатомовые водоросли характеризуемых осадков представлены главным образом полигалобами и мезогалобами (морскими/солоноватоводными) видами: *Paralia sulcata, Hyalodiscus scoticus, Pinnularia quadratarea, Navicula ammophila, Rhoicospeaenia*

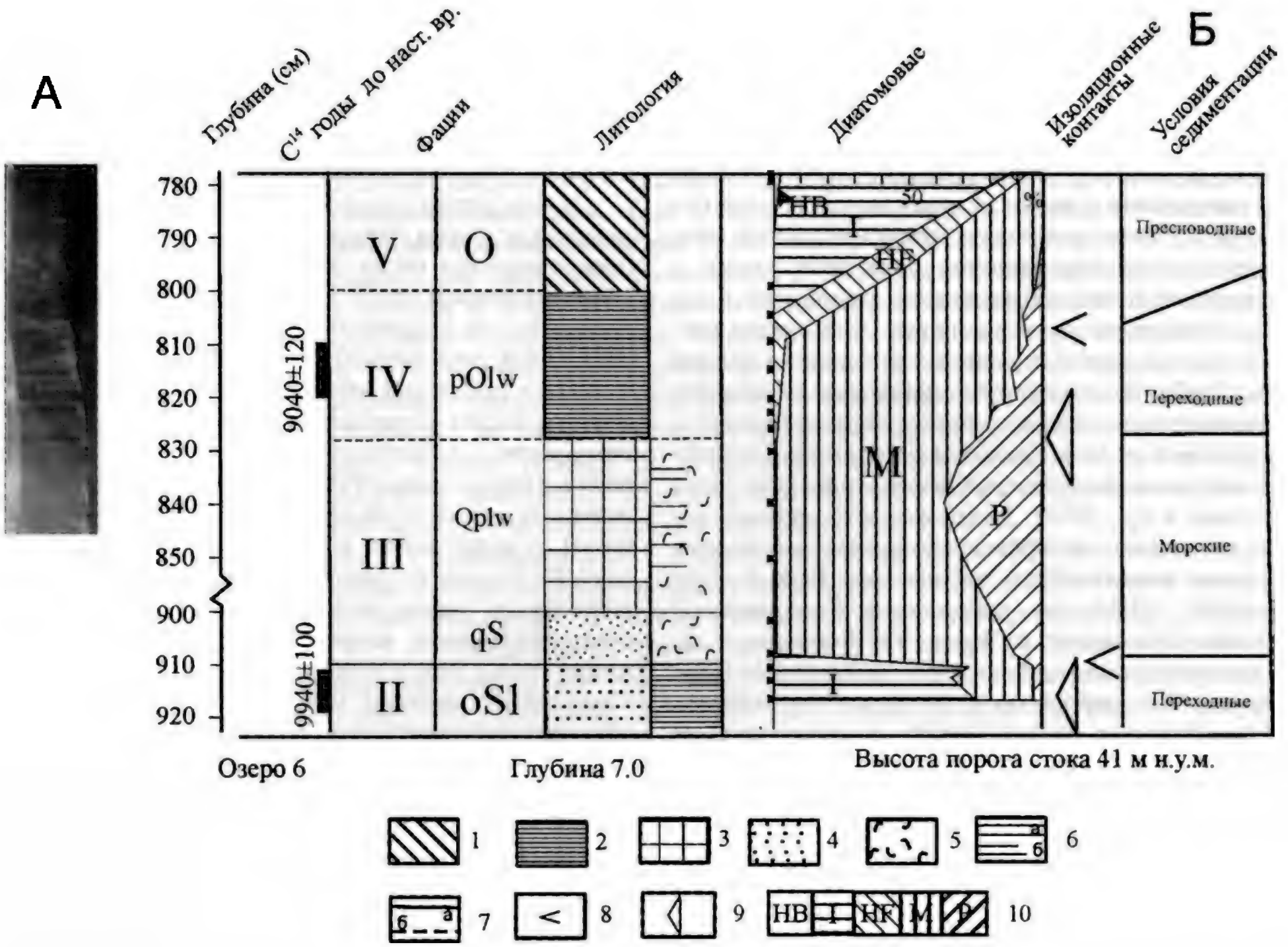

Рис. 4. Строение переходной зоны между морскими и пресноводными осадками (А) и результаты литологического, диатомового и радиоуглеродного анализов осадков озерной котловины 6 в районе пос. Умба. Расположение котловины показано на рис.7

1 – озерная гиттия (O), органический материал (o); 2 – переслаивание алеврита и гиттии (pOlw); 3 – алеврит (p); 4 – песок (S); 5 – раковины (Q) и обломки раковин (q); 6 – слоистость; а) отчетливая (l), неотчетливая (lw); 7 – контакты между слоями осадков: а – резкие, б – градационные; 8 – положение перехода от пресноводных к морским и от морских к пресноводным условиям седиментации по диатомовому анализу; 9 – положение начала смены пресноводных условий седиментации переходными к морским и начала смены морских условий седиментации переходными к пресноводным по литологии (изоляционный контакт); 10 – группы диатомовых водорослей по солености: HB – галофобы, I – олигогалобы-индифференты, HF – олигогалобы-галофилы, M – мезогалобы, P – полигалобы.

marina и др. В верхних частях морских осадков некоторых разрезов. обнаружены галофилы и индифферентные (солоноватоводные/пресноводные и пресноводные) виды.

Осадки фации переходной от морских к озерным условиям седиментации (IV)) значительно различаются по литологии и мощности. Последняя обычно варьирует от 1 до 14 см, но ряде разрезов снижается до нуля. Наиболее характерны осадки серого или коричневого цвета различных оттенков, представленные переслаиванием гиттии и алеврита, а также градационнослоистой, неслоистой и неясно слоистой гиттией или алевритистой гиттией.

Основу солоноватоводно-морского диатомового комплекса составляет *Paralia sulcata* и её вариации (главным образом *sibirica*), на долю которой приходится от 10 до 60% в общем составе флоры. Отмечены также *Nitzschia punctata v. coarctata, Rhabodonema arcuatum+minutum, Rhopalodia operculata.* Изменение состава диатомовой флоры от морских до пресноводных видов происходит в пределах осадков переходной зоны или сразу же над ними в перекрывающих ее осадках пресноводного озера (фация V). Слоистые осадки фации IV формировались в условиях стратификации солености, которые сохранялись некоторое время после изоляции бассейна.

Осадки фации пресноводного озера (V) обычно представлены черной или темно-коричневой гиттией. В верхних частях некоторых разрезов в гиттии присутствуют неразложившиеся растительные остатки или же гиттия сменяется торфом. Мощность

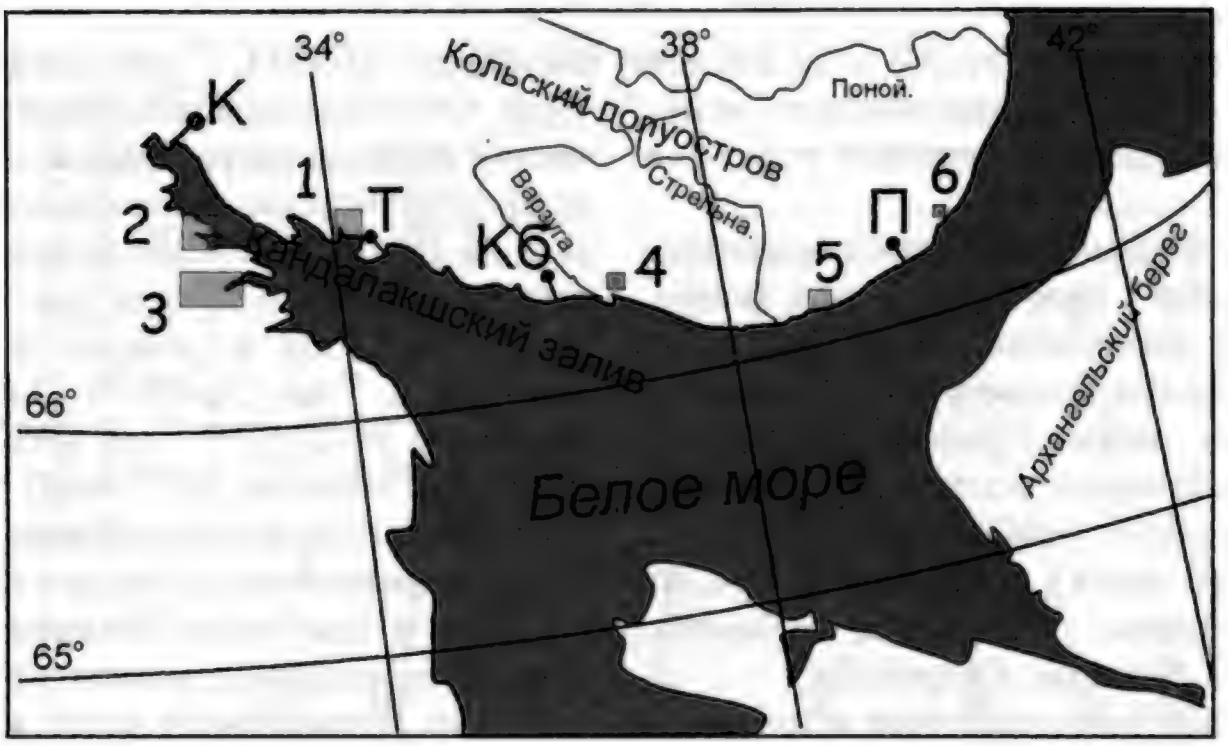

Рис. 5. Положение исследованных районов на побережье Белого моря

Прямоугольниками обозначены места литостратиграфического изучения осадков озерных котловин, изолировавшихся от моря, в окрестностях: 1 – пос. Умба; 2 – пос. Лесозаводский; 3 – пос. Чупа; 4 – реки Индера; 5 – села Чапома; 6 – р. Лиходеевки. Линиями обозначены геоморфологические профили: К – гора Крестовая; Т – Турий полуостров; Кб – хребет Корабль; П – река Пулонька

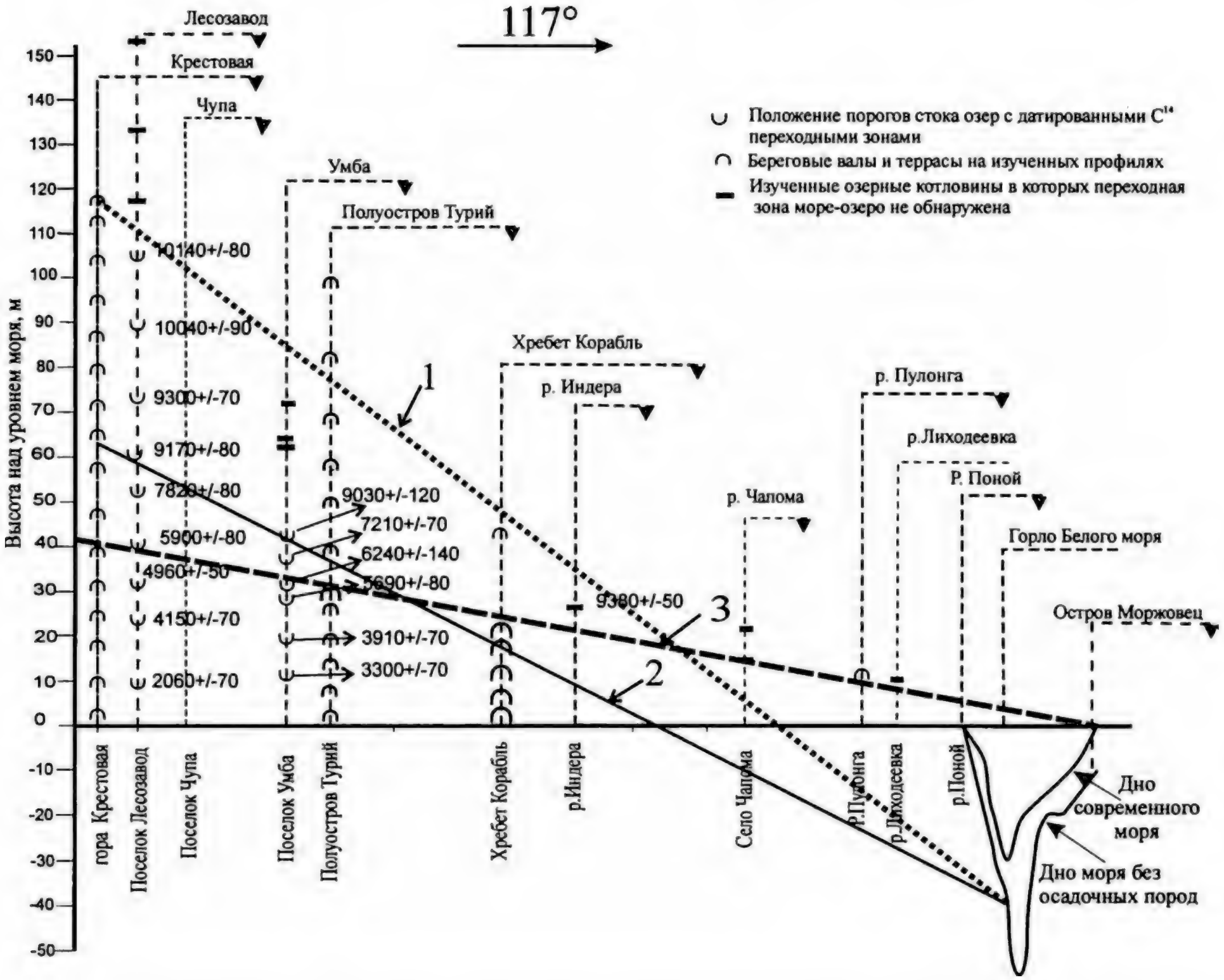

Рис. 6. Схема расположения фактического материала и реконструкция положения береговой линии Белого моря

Проекции береговой линии на вертикальную плоскость: 1 – максимум позднеледниковой трансгрессии (~ 10 тыс. лет), 2 – ранний голоцен (9 тыс. лет), 3 – трансгрессия тапес (6 тыс. лет).

осадков фации V изменяется от 0.2 м до 2.5 м в зависимости от местных климатических условий и времени, прошедшего с момента изоляции бассейна от моря.

В осадках этой фации доминируют индифферентные (пресноводные) виды диатомовой флоры. Обычно встречается также незначительное количество галофильных (солоноватоводных / пресноводных) и галофобных видов. Пресноводный комплекс диатомей представлен основными доминантами: донными *Amphora ovalis, Navicula sp.* (17 видов), *Pinnularia* (8 видов), *Stauroneis anseps,* из эпифитов установлены *Fragilaria, Eunotia, Epithemia, Cymbella. Nitzschia, Rhopalodia*

Осадки фации приледникового озера встречены в озерных котловинах трех изученных районов 1–3 (рис. 5). В районе Умбы они обнаружены в двух озерных котловинах (рис. 7, 8), в районе Лесозаводского – в трех [Колька и др. 2005] и в районе Чупы также в трех котловинах [Kolka et al., 2006]. Глинистые осадки данной фации залегают на морене или дочетвертичных породах, с вышележащими отложениями имеют резкие контакты. О существовании в Беломорской котловине приледникового водоёма или водоёмов свидетельствуют и результаты геоморфологических наблюдений. Так, на полуострове Турий в интервале высот от 70 м до 105 м над уровнем моря фрагментарно развиты береговые валы и террасы, тогда как на более низких отметках, отвечающих развитию морского водоёма, указанные образования образуют практически непрерывную «лестницу».

При литологическом изучении осадков озерных котловин районов 1–3 в нижней части семи разрезов установлены трансгрессивные последовательности залегания осадков от фации приледникового озера до фации моря (I–II–III). Датирование осадков фации II показало, что проникновение морских вод в депрессию Белого моря началось в конце аллерёда. Об этом свидетельствуют радиоуглеродные датировки осадков в котловине озера 4 района пос. Умба -11230±340 (Beta-109614) и озера 9 района пос. Чупы-11080±300 (IGSB-994). Наиболее поздние датировки, свидетельствующие о развитии позднеледниковой трансгрессии, составляют: 9940±100 С ^{14} лет (Beta-10475) для осадков в котловине озера 6 и 10560±100 С ^{14} лет (Beta-109613) в котловине озера 4 в районе пос. Умба и 10400±105 С ^{14} лет (Wk-15428) для озера 4 в районе пос. Чупа.

Анализ кривых относительного перемещения береговой линии в [Колька и др., 2005, Kolka et al., 2006] показывает, что трансгрессия моря в Беломорскую котловину, имевшая место в период от ~ 11 000 до ~10000 С ^{14} лет назад, сменилась регрессией. Об этом свидетельствует наличие в верхних частях разрезов регрессивных последовательностей осадков от морских к пресноводным озерным (фации III–IV–V). Наиболее древняя датировка начала регрессии моря получена для осадков котловины одного из озер в районе пос. Лесозаводского 10140±80 С ^{14} лет (Su-3237). Для района Чупы она составила 9812±57 С ^{14} лет (Wk-15429), а для района Умбы – 9030±120С ^{14} лет С ^{14} лет (Beta-104752).

Датировка осадков переходных от морских фаций к современным озерным в пределах изученных районов, в том числе Умбинского (рис. 7–9), позволила определить положения уровня регрессирующего голоценового моря, которые зафиксированы также береговыми валами на геоморфологических профилях. На профиле района Турьего мыса в череде средних и малых по высоте береговых валов на отметках порядка 30 метров, отмечаются четыре крупных вала. Они были сформированы во время кратковременной трансгрессии тапес, что подтверждает датировка осадков фации IV (переходной зоны от морских к пресноводным условиям) в озере с абсолютными отметками 30 метров в районе пос. Умба, составляющая 6240±140 С^{14} лет (Beta-106548) (рис. 8, 9). Наиболее отчетливо образования относящиеся к трансгрессии тапес в виде трансгрессивной серии береговых валов выражены в восточной части Беломорского побережья, в районе р. Пулоньга [Kolka et al,. 2002] (рис. 5, 6). Очень крупные валы названной трансгрессии встречены также среди «лестниц» голоценовых валов на геоморфологических профилях в районе горы Крестовой и хребта Корабль (рис. 5, 6). Трансгрессия тапес, судя по литературным данным, имела место между 8 и 6 тысячами лет назад [Corner et al., 2001]. Однако нами её продолжительность не установлена.

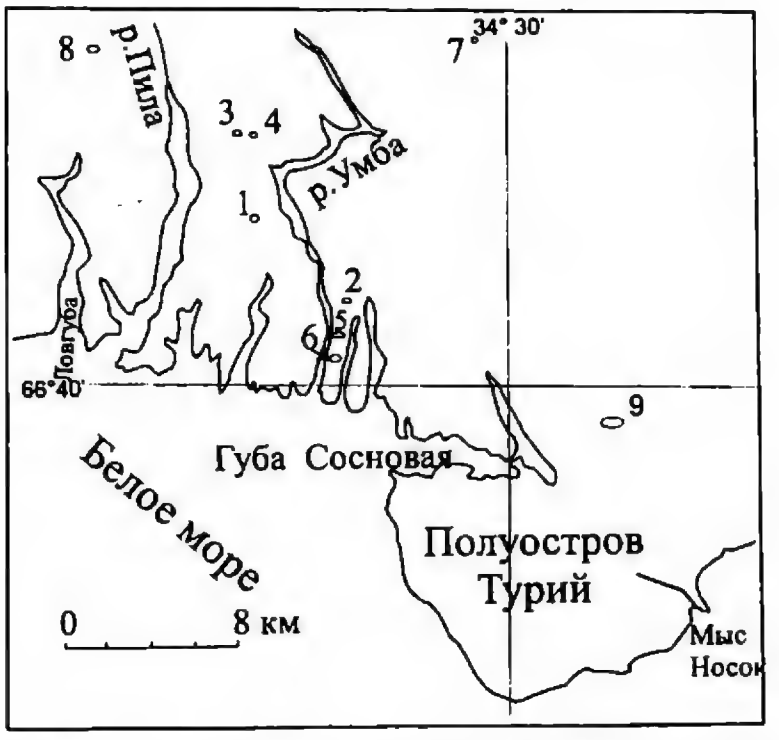

Рис. 7. Расположение изученных озерных котловин в районе пос.Умба.

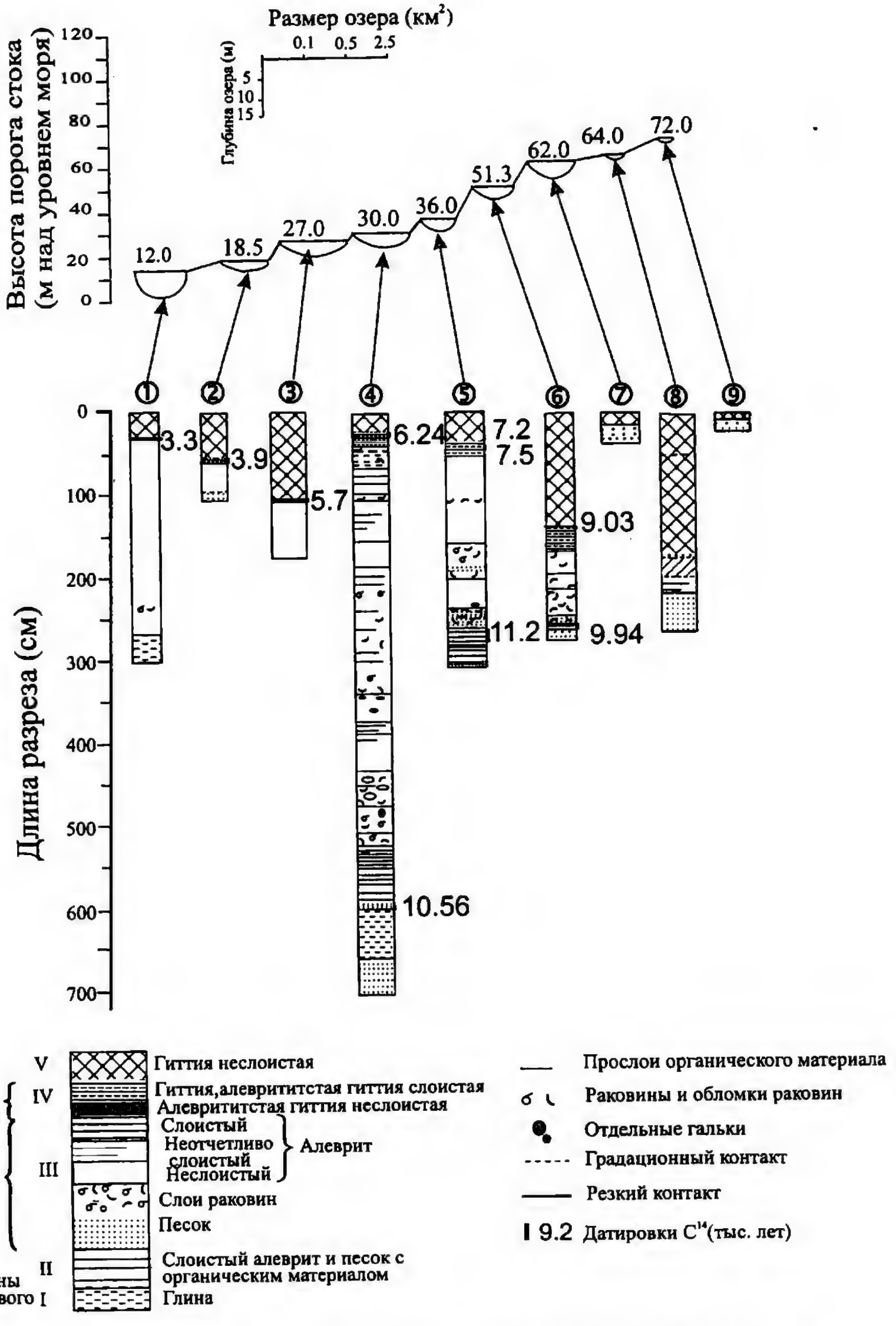

Рис. 8. Строение разрезов осадков, обнаруженных в озерных котловинах района пос. Умба
Под разрезами помещена модель фациального расчленения осадков и дополнительные условные обозначения.

Таким образом, в Беломорской котловине в заключительные этапы деградации поздневалдайского оледенения сначала существовал приледниковый водоём (или водоёмы). В конце аллерёда в Бассейн начали проникать морские воды и в период между примерно 11 и 10 тысячами лет назад, когда поднятие уровня мирового океана опережало поднятие континента, развивалась позднеледниковая гляциоэвстатическая трансгрессия. На фоне последующей регрессии имела место вторая, но уже

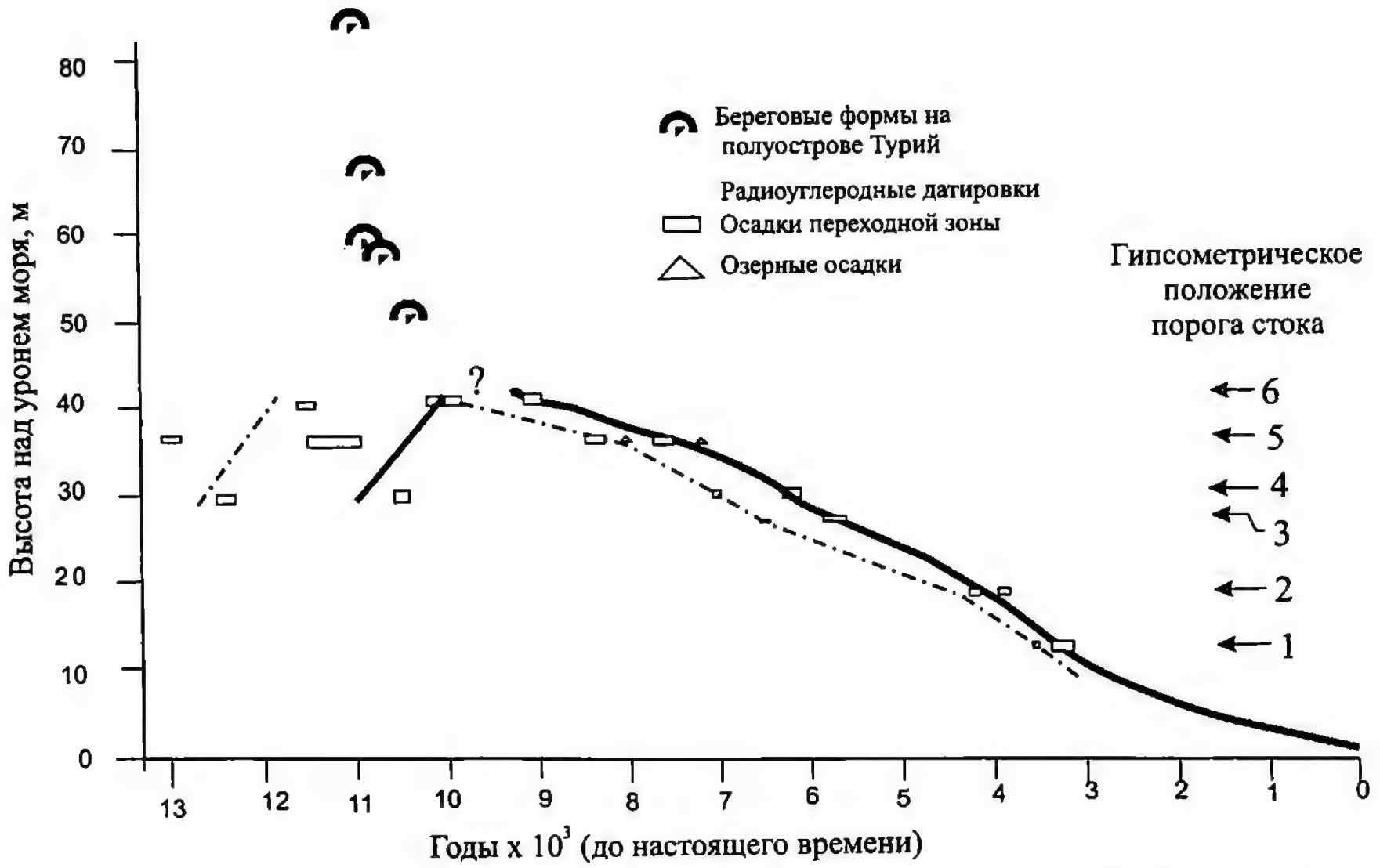

Рис. 9. График относительного перемещения береговой линии моря на северном берегу Кандалакшского залива в районе пос. Умба

Сплошная линия и не залитые прямоугольники и треугольники - радиоуглеродный возраст, штрихпунктирная линия и залитые прямоугольники и треугольники - календарный возраст; калибрование проведено при помощи пакета программ Calib Rev 5.0.1. (Stuiver et al., 2005).

эвстатическая трансгрессия – тапес. В этот период скорость поднятие уровня океана превышала скорость поднятия континента только в восточной части обследованного побережья Белого моря.

Изложенный материал показывает, что в настоящее время достаточно полно реконструирована история развития водоёмов в Беломорской котловине в течение конца позднего плейстоцена и голоцена. Что же касается более древних этапов существования морских бассейнов в названной котловине, то для их расшифровки необходимы дальнейшие исследования.

Работа выполнена в Геологическом институте Кольского Научного Центра РАН, при поддержке программы ОНЗ РАН-14.

Литература

Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Евзеров В.Я., Тертичный Н.И., Локшин Н.В. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии (понойских слоев) на Кольском полуострове // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. - М: Наука, 1981. С. 28–37.

Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И.. и др. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова //Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1969. С. 25–56.

Гудина В.И. Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.

Евзеров В.Я., Гудина В.И. Межледниковые отложения Кольского полуострова (стратиграфия и палеонтологическая характеристика) // Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1971. С. 85–116.

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Послеледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова /Сборник статей/. Редактор академик РАН Ф.П. Митрофанов – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2005. С. 15–25.

Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН. Т.398, № 2. 2004. С. 218–222.

Корсакова О.П., Зозуля Д.Р., Колька В.В. Геологическая позиция и минерагения морских плейстоце-

новых осадков восточной части Мурманского берега (Кольский полуостров, Россия) // Квартер–2005 - IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: Материалы совещания (Сыктывкар, 23–26 августа 2005 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 199–200.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова М.; Л.: Изд.-во АН СССР, 1960. 233 с.

Corner, G.D., Kolka, V.V., Yevzerov, V.Ya., Møller, J.J. 2001. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia. Global and Planetary Change 31. P. 155–177.

Evzerov V.Ya. & Koshechkin B.I. Kola peninsula till stratigraphy //Prospecting in areas of glaciated terrain, 1977. The inst. of Mining and Metallurgy. London. 1977. P.30–33.

Kolka V.V.. Yevzerov V.Ya., Møller J.J. Corner G.D. Neotektonic and paleogeographic aspects of the South Part of the Kola Peninsula development in Pleistocene and Holocene// PAGES meeting on High Latitude Paleoenvironments. Moskow, May 16th–17th, 2002. P.11.

Kolka V., Yevzerov V., Møller J., Corner G. The interaction of glacio-isostatic and neotectonic movements in Kandalaksha Bay area, White Sea, Russia (preliminary data) // Late Pleistocene Glacigenic Deposits in the Central Part of the Scandinavian Ice Sheet. Abstracts.The INQUA Peribaltic Group Field Simposiun in Finland, September 11–15. 2006. Geol. Surv. of Finland, Rovaniemi. P. 21.

Molodkov A., Yevzerov V. Boreal transgression in the White Sea basin: evidence from the Kola Peninsula//Abstract of Fourth Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN) workshop. Lund, Sweden, 7–10 April 2000. 2000. P. 37.

Molodkov A., Yevzerov V. ESR/OSL ages of long-debated sub-till fossil-bearing marine deposits from the southern Kola Peninsula, Varzuga section: stratigraphic implications // Boreas. 2004. Vol. 33. P. 123–131.

Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W. CALIB 5.0. [WWW program and documentation]. 2005.

Yevzerov V. (Editor) Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines and deglaciation. // Excursion guide. Apatity. 1993. 66 p.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 67, 2007 г.

ГАЗОНАСЫЩЕННЫЕ ОСАДКИ ГУБ И ЗАЛИВОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

С.И. Рокос, Г.А. Тарасов

Результаты инженерно-геологических изысканий 1988–2006 гг. показали, что в южной прибрежной зоне Карского моря (рис. 1) весьма широко развиты газонасыщенные приповерхностные осадки. Газонасыщение проявляется на сейсмоакустических временных разрезах и в скважинах. На временных разрезах свободный газ наблюдается в виде зон потери корреляции, амплитудных аномалий и резких изменений структуры волнового поля. В некоторых скважинах отмечаются небольшие выбросы, связанные со скоплениями газа в подошве слабопроницаемых глин. Кроме того в кернах нередко наблюдались вздутия, а также образование пузырьков на поверхности, что, очевидно, связано с дегазацией.

Осадки указанных районов в интервале от поверхности дна до глубины 100 м представлены четвертичными отложениями. В их составе выделяются следующие стратиграфические подразделения:

Комплекс современных голоценовых морских осадков развит в Байдарацкой губе (рис. 2а). Представлен глинисто-суглинистыми илами и супесями в глубоководной части (глубина моря более 10 м) и песками на мелководье. Мощность осадков колеблется от 0.1 м до 3–5 м.

Комплекс современных голоценовых аллювиально-морских осадков развит в Енисейском заливе, Обской и Тазовской губах (рис. 2б). Его отложения представлены не стабилизировнными глинистыми грунтами текучей-текучепластичной консистенции, а также илами. В средней части Обской и северо-западной части Тазовской губ мощность этих отложений составляет в основном 5–6 м. В северной части Енисейского залива мощность данного комплекса достигает 40 м и более.

Комплекс древнеголоценовых аллювиальных отложений установлен бурением в Обской и Тазовской губах, предполагается в Енисейском заливе. Мощность этих отложений в Обской и Тазовской губах достигает 20–30 м. Отложения представлены песками (от пылеватых до средних) с прослоями глинисто-суглинистого оторфованного материала.

Аллювиальные отложения сартанского горизонта установлены бурением в Байдарацкой губе, предполагается в Енисейском заливе. В его составе преобладают мелкие и пылеватые пески с прослоями торфа.

Морские отложения каргинского горизонта развиты в Енисейском заливе и Байдарацкой губе. Представлены в основном нестабилизированными глинами и суглинками текучей-текучепластичной консистенции с прослоями песков. Его мощность в палеодепрессиях достигает 20–30 м.

Аллювиальные отложения зырянского горизонта достоверно установлены в Байдарацкой губе и предполагаются в северной части Енисейского залива. Представлены песками с прослоями глин, суглинков и торфа. В палеоврезах мощность достигает 50 м и более.

Морские отложения казанцевской свиты вскрыты скважинами в Байдарацкой, Обской и Тазовской губах, предполагаются в Енисейском заливе. Отложения представлены в основном морскими глинами и суглинками тугопластичной-твердой консистенции мощностью более 100 м. В толще глин и суглинков встречаются линзы и пропластки песков.

Сопоставление материалов сейсмоакустического профилирования, выполненного на различных участках губ и заливов Карского моря показывает, что эти участки отличаются друг от друга по характеру насыщения осадков свободным газом. В Байдарацкой губе на палеовыступах отложений казанцевской свиты, где происходит выклинивание глинисто-суглинистых каргинских осадков и к поверхности дна выходят полностью газонасыщенные зырянские пески или акустически непроницаемые казанцевские образования. Сейсмическая корреляция ниже подошвы голоценовых осадков отсутствует (рис. 3).

В палеодепрессиях, где мощность каргинских отложений наращивается, газонасыщение носит локальный или спорадический характер. Здесь на временных разрезах свободный газ наблюдается в слоистой каргинской толще, в основном в антиклинальных складках и в зонах резких изменений геометрии отражающих границ (рис. 4). Присутствие газа подчеркивается амплитудными аномалиями типа «яркое пятно». Ниже подошвы каргинских отложений, в газонасыщенных зырянских песках,

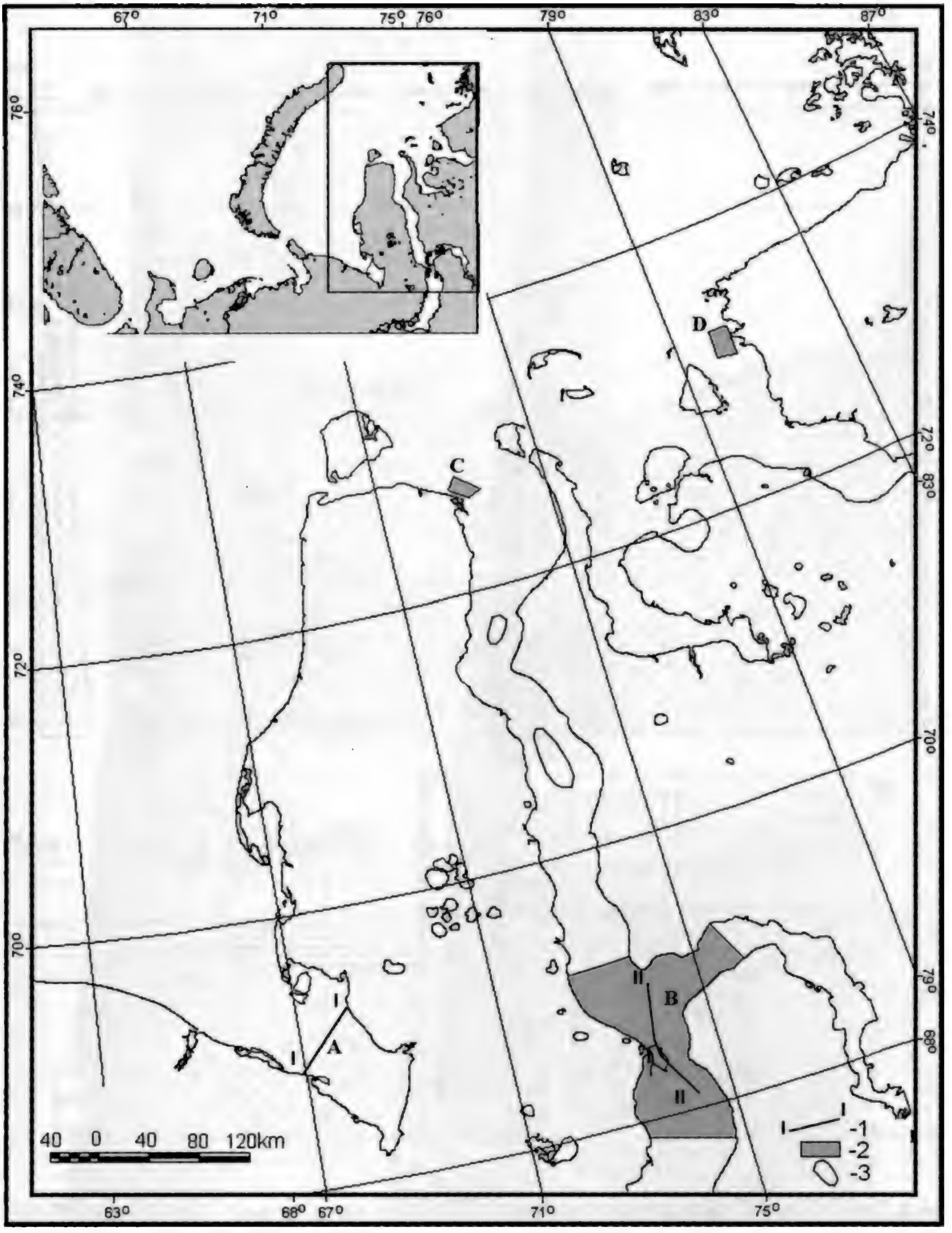

Рис. 1. Карта местоположения районов исследований

А – трасса перехода трубопровода через Байдарацкую губу, В – район исследований в средней части Обской губы, С – район исследований в северной части Обской губы, D – район исследований в северной части Енисейского залива; I–I, II–II – линии геологических разрезов; 1 – площадки детальных изысканий, 2 – площадные изыскания, 3 – акустические окна.

упругие колебания не распространяются. Сама кровля газонасыщенной толщи зачастую прослеживается как линейная амплитудная аномалия.

На большей части площади средней части Обской и северо-западной части Тазовской губ наблюдается практически полное отсутствие сейсмической корреляции. На временных разрезах верхняя граница газонасыщения почти совпадает с линией дна (рис. 5а). Акустически проницаемыми являются лишь мелкие линзы («белая

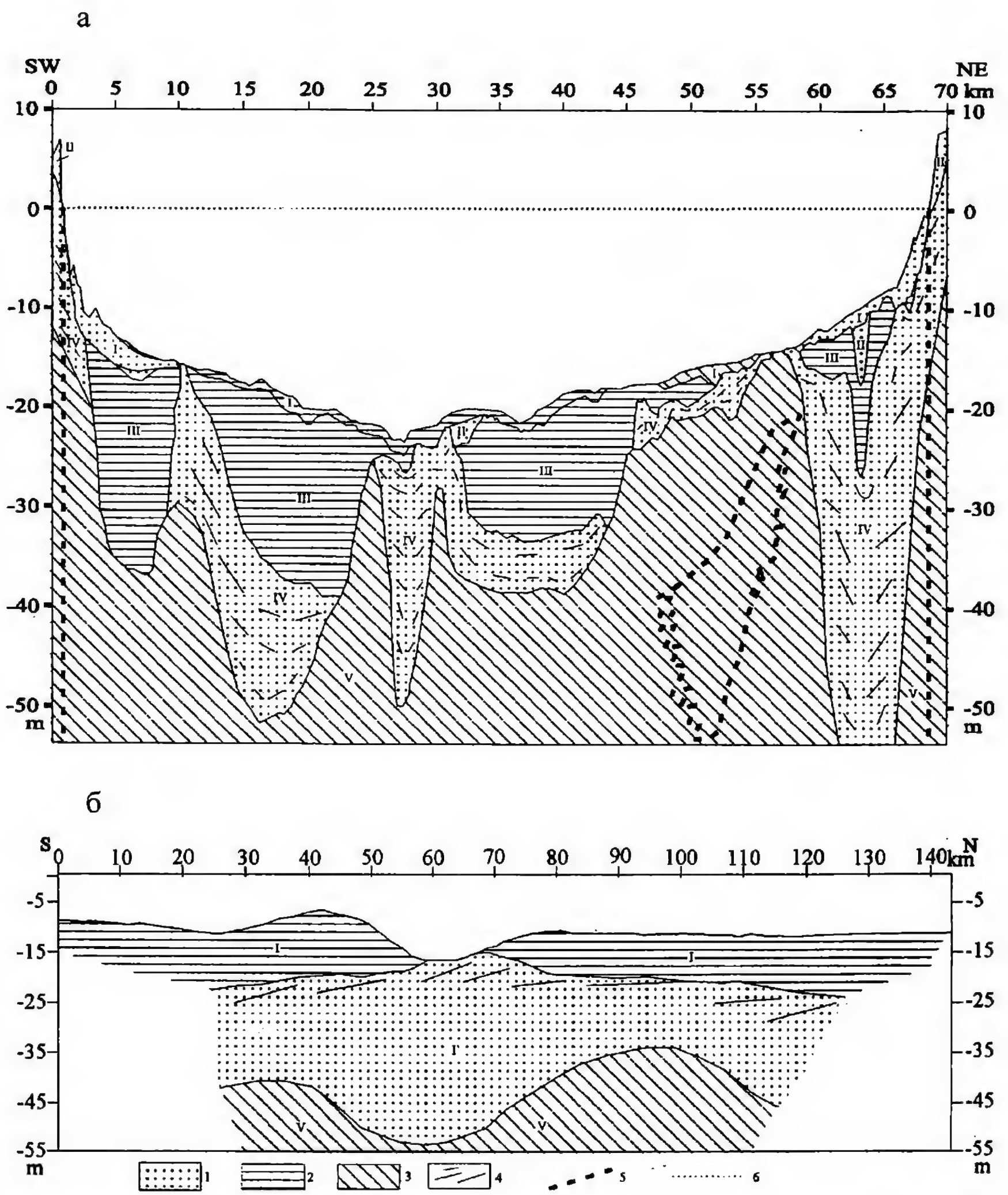

Рис. 2. Геологические разрезы через Байдарацкую губу (а) и вдоль средней части Обской губы (б)
1 – пески, 2 – преимущественно глины и илы, 3 – преимущественно суглинки, 4 – прослои глин и суглинков, 5 – границы массивов многолетнемерзлых пород, 6 – уровень моря

фаза») мощностью не более 1 м, залегающие в интервале между дном и кровлей осадков, насыщенных свободным газом. Глубже верхней границы газонасыщения полезная информация отсутствует, наблюдаются лишь помехи и кратные отражения разнообразной природы.

На локальных участках, представляющих собой своеобразные акустические окна, по временным разрезам удается проследить элементы строения толщи древнеголоценовых аллювиальных песков (рис. 5б). При этом в самих песках наблюдается свободный газ, который, начиная с глубины нескольких метров от дна, полностью блокирует распространение упругих колебаний. Также отмечаются отдельные локальные прорывы газа, почти достигающие поверхности дна.

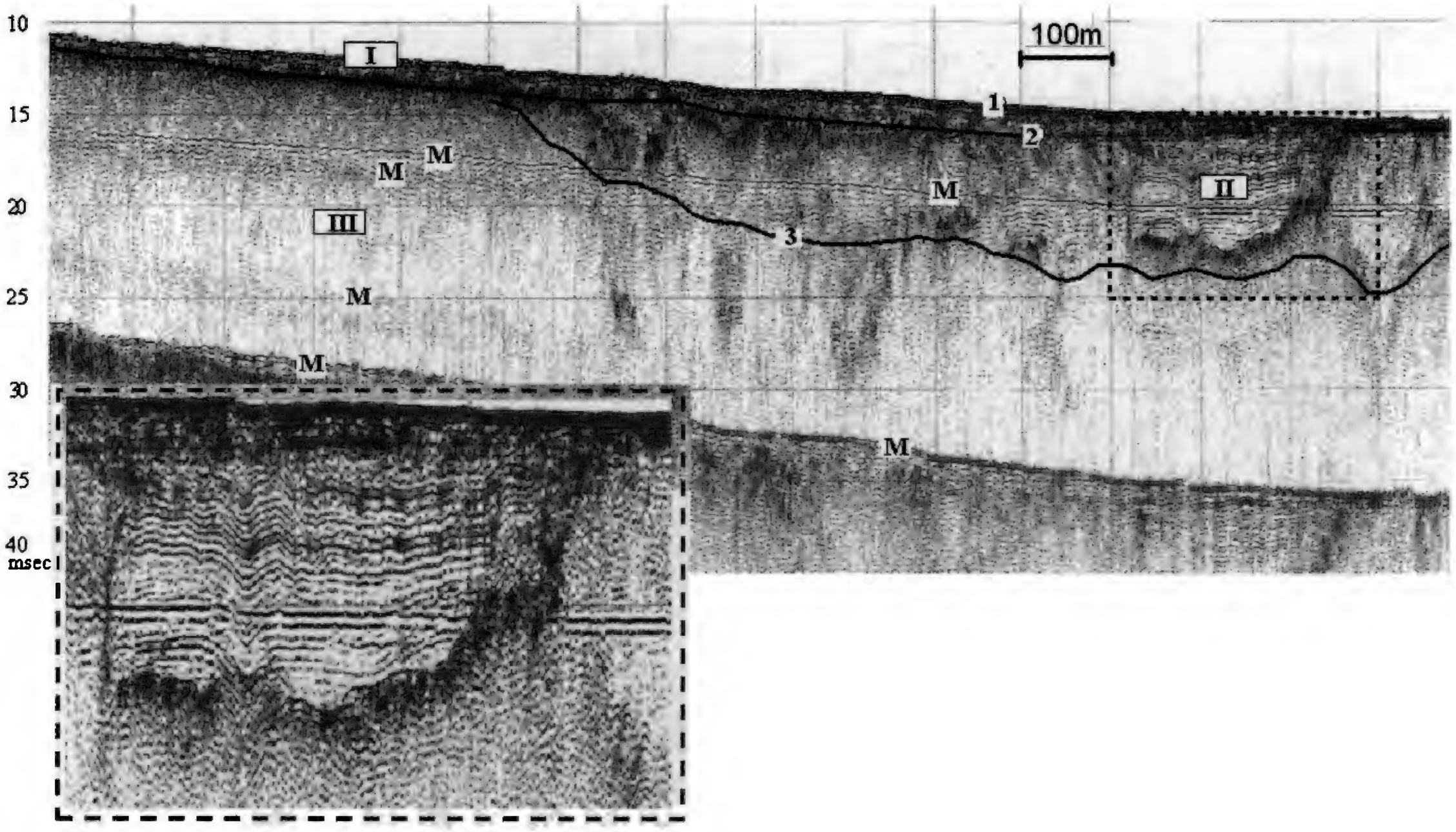

Рис. 3. Характер газонасыщения осадков Байдарацкой губы на временном разрезе (профилограф 3.5КГц). На участках, где линзы акустически слоистых каргинских глин выклиниваются, сейсмическая корреляция ниже подошвы голоценовых осадков отсутствует

I – голоценовые современные морские осадки, II – каргинские глины, III – зырянские пески, 1 – поверхность дна, 2 – подошва толщи голоценовых осадков, 3 – подошва каргинских отложений, М – кратные отражения

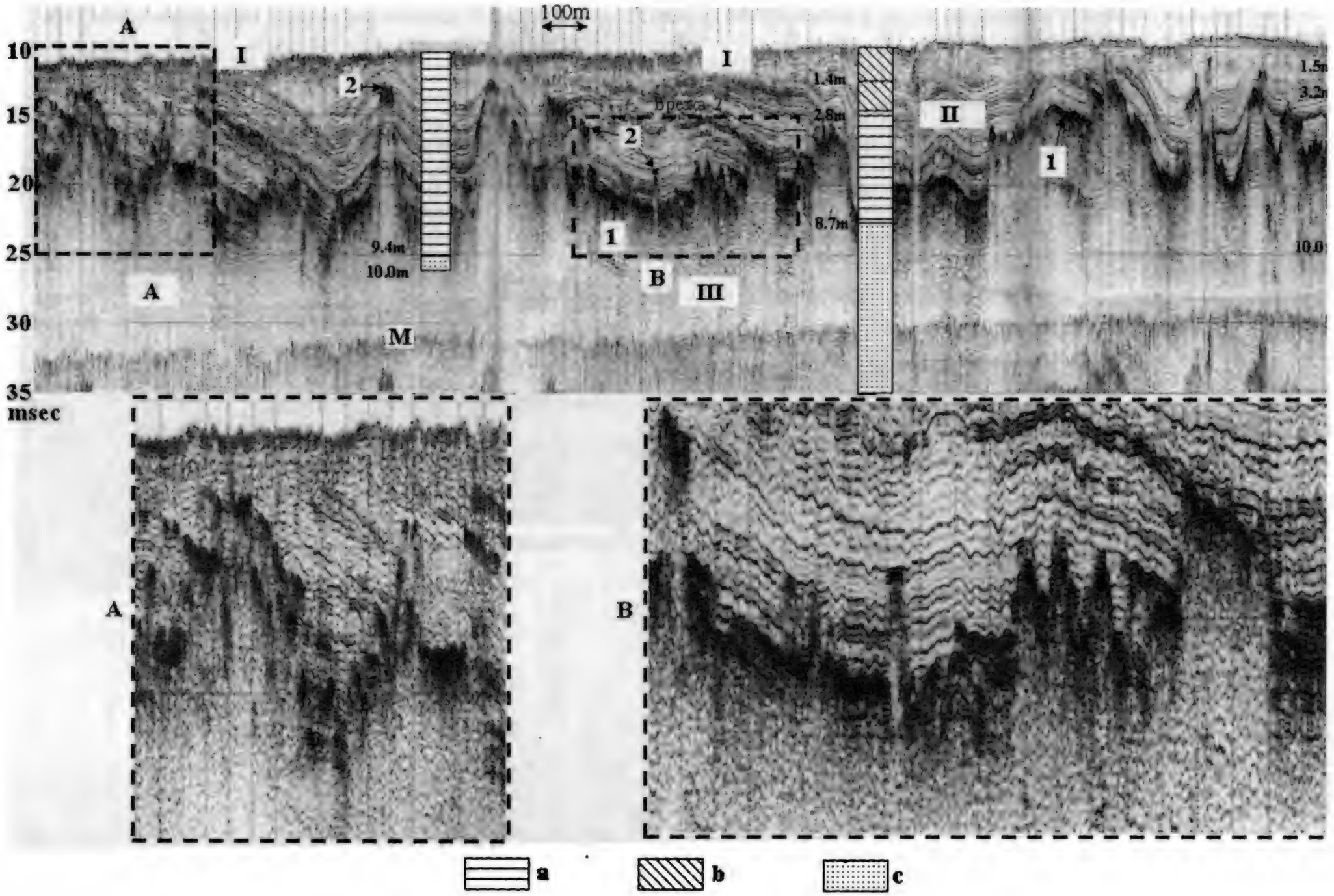

Рис. 4. Характер гезонасыщения осадков Байдарацкой губы на временном разрезе (профилограф 3.5КГц), совмещенном с разрезами инженерно-геологических скважин. Ниже подошвы слоистой каргинской толщи сейсмическая корреляция отсутствует. Внутри самой каргинской толщи наблюдаются локальные скопления газа, связанные, вероятно, с его миграцией из подстилающих зырянских песков-коллекторов. Наличие газа подчерктивается амплитудными аномалиями типа «яркое пятно»

I – голоценовые современные осадки, II – каргинские глины, III – зырянские пески; A, B – врезки, 1 – протяженные амплитудные аномалии, 2 – точечные амплитудные аномалии, M – кратные отражения; a-c – состав отложений в разрезах скважин: a – глины, b – суглинки, c – пески.

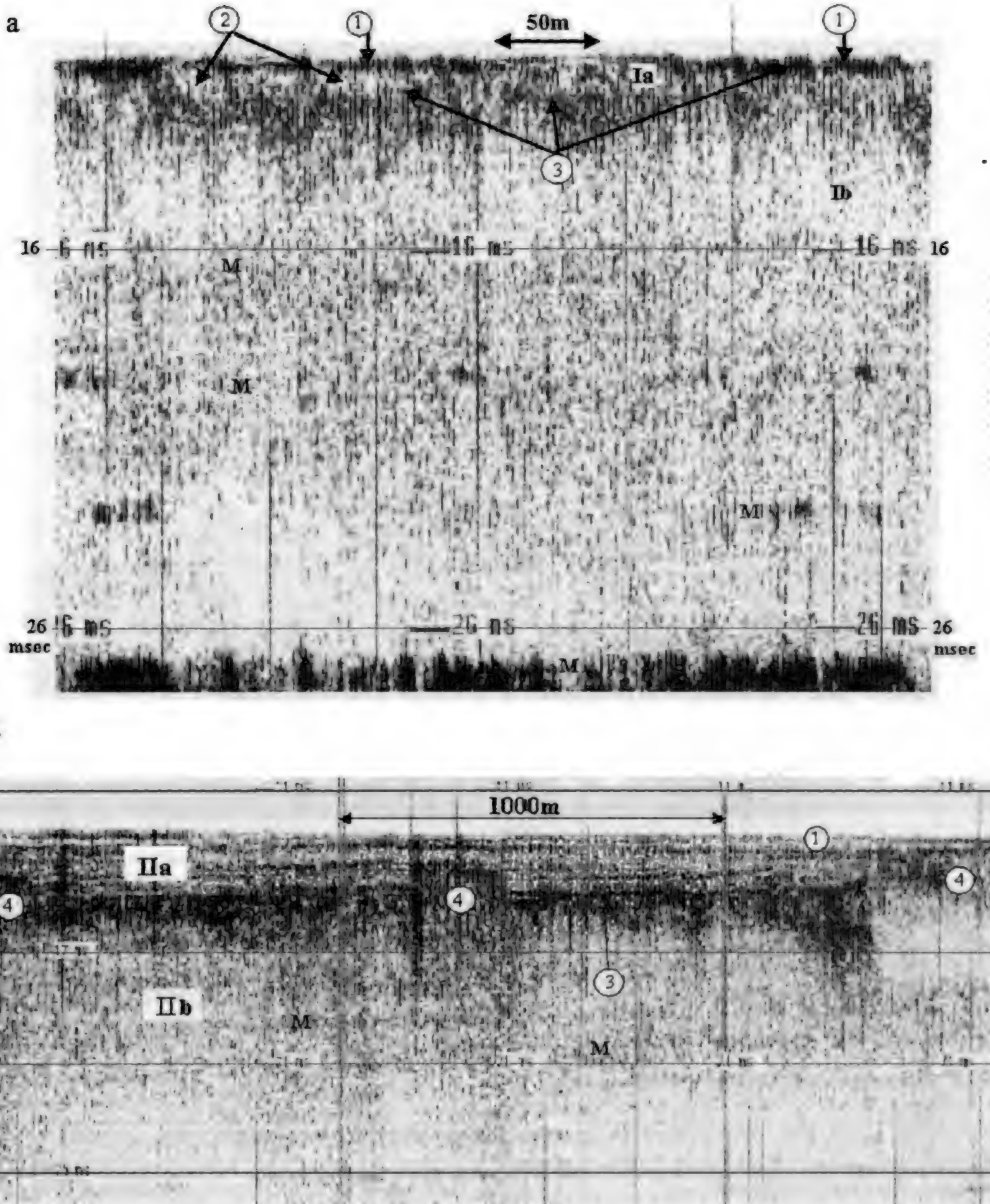

Рис. 5. Характер насыщения свободным газом осадков средней части Обской губы на временных разрезах (chirp-профилограф 7-12КГц)

1 – поверхность дна, 2 – мелкие линзы осадков, не содержащих газа (белая фаза), 3 – верхняя граница зоны сплошного газонасыщения, 4 – локальные скопления газа. а. Сплошное насыщение осадков свободным газом. Верхняя граница газонасыщения практически совпадает с поверхностью дна. б. Характер газонасыщения в границах акустических окон. В верхнем интервале песчаной толщи, насыщенном газом спорадически, наблюдаются наклонные акустические слои, связываемые с прослоями глин и суглинков в песчаной толще.

В северных частях Обской губы и Енисейского залива насыщение осадков газом, как и в Байдарацкой губе, носит не сплошной характер. В мористой части изученного участка севера Обской губы на временных разрезах отчетливо наблюдается мощная толща акустически слоистых современных аллювиально-морских осадков (рис. 6а). Внутри самой голоценовой толщи также иногда встречаются локальные скопления свободного газа (рис. 7). Ниже подошвы этой толщи залегают образования, в той или иной мере насыщенные свободным газом. На прибрежных участках, где толща современных

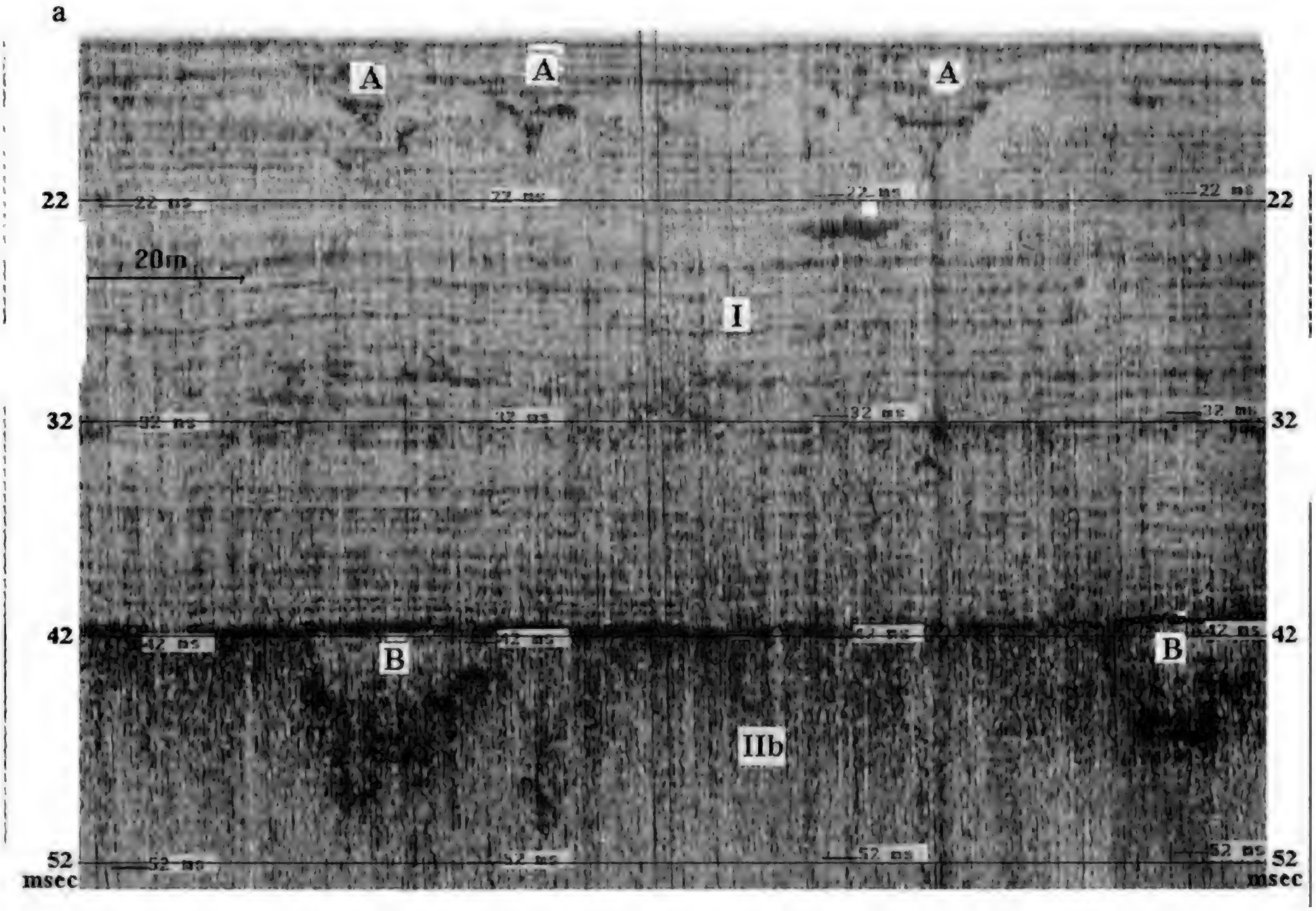

Рис. 6. Характер насыщения свободным газом осадков северных частей Обской губы и Енисейского залива на временных разрезах (chirp-профилограф 7-12КГц)

I – голоценовые современные аллювиально-морские осадки, II – древнеголоценовые аллювиальные пески: a – не содержащие газа, b – полностью газонасыщенные; A – погребенные борозды ледового выпахивания, B – мелкие акустически проницаемые линзы в толще газонасыщенных песков. а. Под мощной толщей современных аллювиально-морских глинистых осадков залегают газонасыщенные древнеголоценовые пески с характерной наклонной слоистостью. б. Толща древнеголоценовых песков обнажается вблизи поверхности дна. Верхний интервал практически не содержит свободного газа. Верхняя граница сплошного газонасыщения вероятно контролируется прослоями глинисто-суглинистого состава. Газ скапливается в головных частях наклонно залегающих слоев, придавая этой границе ступенчатый характер.

аллювиально-морских осадков выклинивается и к поверхности дна выходят древнеголоценовые аллювиальные пески, на временных разрезах отмечается картина, аналогичная наблюдаемой в акустических окнах средней части Обской губы (рис. 5б, 6б). В случаях, когда к поверхности дна выходят акустически непроницаемые казанцевские преимущественно суглинистые отложения, сейсмическая корреляция ниже подошвы маломощного голоценового покрова отсутствует.

В пределах мелководных областей Печорского и Карского морей (включая Байдарацкую губу)

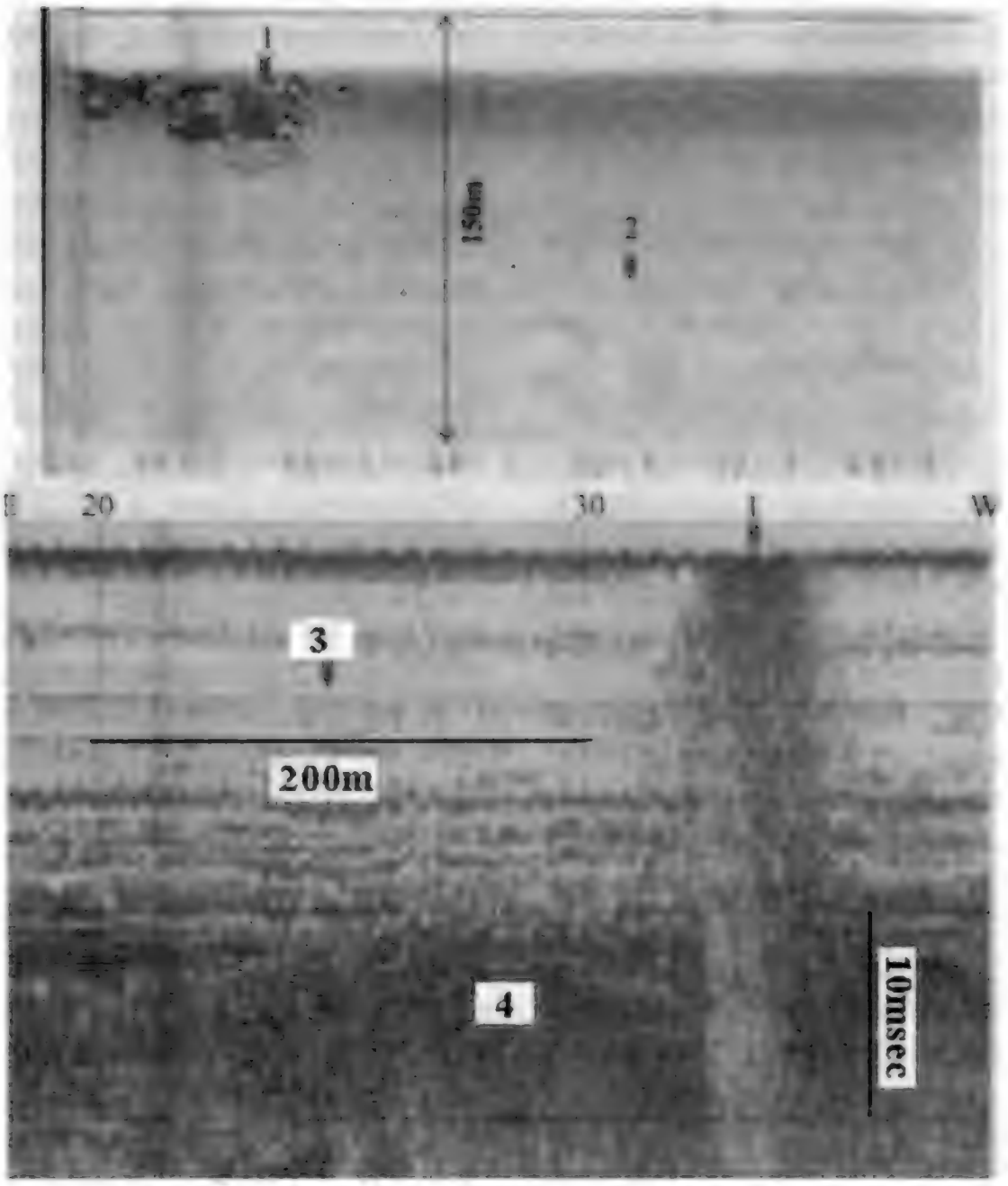

Рис. 7. Локальные скопления газа в толще современных аллювиально-морских осадков на временном разрезе (внизу) и на сонограме гидролокации бокового обзора (вверху). Енисейский залив, chirp-профилограф 7-12КГц, сонар 200КГц.

1 – выход газа на поверхности дна, 2 – ровная монотонная донная поверхность, 3 – современные аллювиально-морские осадки, 4 – доголоценовые газонасыщенные образования.

насыщение осадков свободным газом связано в основном с процессами деградации реликтовой многолетней мерзлоты [Бондарев и др., 1999; Рокос и др., 2001; Бондарев и др., 2002]. Предполагается, что насыщение осадков газом произошло в результате таяния в морских условиях реликтовой верхненеоплейстоценовой мерзлой толщи. Известно, что в период верхненеоплейстоценовых регрессий, данный район обнажался выше поверхности моря до абсолютных отметок около 100 м. Кроме того, по-видимому, в последниковое время (около 6000–8000 лет назад) имела место регрессия меньших масштабов, при которой морской бассейн отступил до абсолютных отметок -20–25 м. В периоды регрессий, в условиях холодного высокоширотного климата, осадочная толща испытала глубокое промерзание. В результате этого процесс разложения погребенного органических вещества оказался практически полностью подавленным.

В ходе последующих трансгрессий, когда промерзшая толща покрывалась морскими водами с положительной придонной температурой, она испытывала относительно быстрое оттаивание. Повышение температуры до положительных значений вызвало резкую активизацию процессов разложения погребенного органического вещества, которое было «законсервировано» мерзлотой. В результате произошло практически одномоментное (по шкале геологического времени) выделение биогенного газа, который распределился по осадочному разрезу в зависимости от проницаемости и пористости слагающих его отложений. Пользуясь терминами нефтяной геологии можно сказать, что глинисто-суглинистые отложения выступали как покрышки, а песчаные играли роль коллекторов.

В Байдарацкой губе в роли покрышки выступают каргинские глины (рис. 2а, 3, 4), а в качестве коллекторов – зырянские пески. На участках, где толща-покрышка выклинивается, у поверхности дна обнажаются зырянские газонасыщенные пески или акустически непроницаемые казанцевские образования. В границах этих участ-

ков сейсмическая корреляция ниже подошвы маломощного голоценового покрова отсутствует.

На временных разрезах, совмещенных с данными бурения (рис. 3) наблюдается, что подошва каргинских глин практически полностью совпадает с верхней границей интервала сплошного газонасыщения. Насыщение газом глин и суглинков самой каргинской толщи носит спорадический характер и связано с вертикальной миграцией газа из подстилающих отложений. Наряду с вертикальной отмечаются и случаи сублатеральной миграции. Последняя осуществляется, вероятно, по наклонно залегающим проницаемым внутренним прослоям песчаного состава. Это отчетливо наблюдается на врезках А и В рисунка 3, где прослои, по которым происходит сублатеральная миграция газа характеризуются более высокой амплитудой отраженного сигнала.

Иная ситуация наблюдается в Енисейском заливе, средней части Обской и северо-западной части Тазовской губ. Эти районы, представляющие собой крупные эстуарии, являются областями лавинной седиментации [Лисицын, 1988; Лисицын и др., 1994]. В границах данных областей происходит интенсивная аккумуляция терригенного и органического материала, выносимого на акватории речным стоком.

В средней части Обской и северо-западной части Тазовской губ газонасыщенные осадки развиты начиная практически от поверхности дна (рис.5а). По всей видимости здесь свободный газ продуцируется непосредственно придонной толщей голоценовых современных аллювиально-морских осадков. Эти осадки содержат относительно большое количество свежего органического вещества с большим потенциалом деструкции [Лисицын и др., 1994]. При разложении этого вещества и происходит выделение газа, который в значительной мере остается защемленным в пористом пространстве глинистых осадков и препятствует распространению упругих колебаний вглубь осадочной толщи.

Мелкие линзы ненасыщенных газом осадков (белая фаза) вероятно представляют собой верхние интервалы толщи современных аллювиально-морских осадков, в которых процесс разложение органического вещества не достиг стадии интенсивного выделения газа.

Акустические окна (рис. 5б) приурочены к переуглубленным впадинам на дне губы. Сами впадины располагаются южнее участков, где происходит сужение берегов (рис. 1). Образование этих впадин связно, скорее всего, с размывом дна стоковым течением. Это течение направлено от устья р.Обь на север. На участках, где берега сужаются, скорость течения существенно увеличивается (до 50 см/сек и более), что вызывает интенсивную абразию поверхностного слоя газонасыщенных осадков. В результате непосредственно у поверхности дна обнажается толща аллювиальных древнеголоценовых песков. Верхняя часть этой толщи насыщена газом спорадически, что позволяет прослеживать на временных разрезах ее внутреннюю слоистую структуру. Полному насыщению газом данных песков препятствуют, вероятно, прослои слабопроницаемых глин и суглинков, экранирующих миграцию газа вверх по разрезу. По данным бурения эти прослои особенно часто встречаются в верхней прикровельной части толщи древнеголоценовых аллювиальных песков.

В северных частях Обской и в Енисейском заливе концентрация органического материала в составе водной взвеси и придонного слоя осадков снижается [Лисицын и др., 1994]. В результате этого, как можно предположить, покров придонных осадков полностью насыщенных газом, препятствующий распространению упругих колебаний, здесь отсутствует. Газовые скопления внутри самой голоценовой толщи (рис.7) рассматриваемых частей Енисейского залива и Обской губы образовались, вероятнее всего, в результате вертикальной миграции газа из подстилающих отложений. В целом характер газонасыщения осадков верхней части разреза северных частей Обской губы и Енисейского залива сходен с наблюдаемым в Байдарацкой губе. Однако здесь в качестве покрышек выступают современные аллювиально-морские осадки, а древнеголоценовые аллювиальные пески играют роль коллекторов.

Таким образом в губах и заливах южной части Карского моря наблюдается два типа насыщения осадков свободным газом. Первый тип газонасыщения связан с деградацией реликтовой мерзлоты и неблюдается на открытой мелководной акватории, а также в Байдарацкой губе. Газонасыщение этого типа носит локальный характер и контролируется соотношением в разрезе каргинских глин-покрышек и зырянских песков-коллекторов. Второй тип обусловлен деструкцией свежего органического вещества, содержащегося в придонном слое осадков. Этот тип газонасыщения носит практически сплошной характер. Второй тип газонасыщения наблюдается в эстуариях крупных рек (прежде всего Оби и Енисея) в районах депоцентров осаждения больших количеств органического материала из водной взвеси. В северных частях рассмотренных эстуариев, где количество органического материала, поступающего в придонные осадки, значительно ниже скоплений газа,

полностью экранирующего распространение упругих колебаний начиная от практически поверхности дна, не наблюдается. Здесь скорее характерен первый тип газонасыщения.

Литература

Бондарев В.Н., Длугач А.Г., Рокос С.И. Акустические фации посткриогенных обстановок мелководных районов Печорского и Карского морей // Разведка и охрана недр, №7–8, 1999, с. 10–14.

Бондарев В.Н., Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г., Полякова Н.А. Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря // Геология и геофизика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, том 43, №7, 2002, с. 587–598.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах, М.: Наука, 1988, 309 с.

Лисицын А.П., Шевченко В.П., Виноградов М.Е. и др. Потоки осадочного вещества в Карском море и в эстуариях Оби и Енисея // Океанология, т. 34, №5, 1994, с. 735–747.

Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г. Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условия океанического перегляциала, кн.1, Апатиты, КНЦ РАН, 2001, с. 40–51.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 67, 2007 г.

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЫСА КАМЕННЫЙ (О. НОВАЯ СИБИРЬ)

А.Э. Басилян, П.А Никольский

На Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1000000, лист S-53-55 [Государственная…, 1999] показано, что северо-восточная оконечность о-ва Новая Сибирь, мыс Каменный, сложена морскими олигоцен-миоценовыми отложениями, которые перекрыты элювием неизвестного возраста и морскими эоплейстоценовыми отложениями. В результате полевых работ, проведенных по теме Лаборатории стратиграфии четвертичного периода ГИН РАН и международного проекта «Жохов-2000», авторами были получены новые материалы, существенно изменяющие представления о геологическом строении и возрасте закартированных ранее толщ.

В 2001 году были проведены рекогносцировочные работы по изучению отложений, слагающих мыс Каменный. В этих отложениях в большом количестве были обнаружены раковины морских моллюсков. На основании их видового состава было определено, что возраст вмещающих их осадков не может быть древнее плейстоцена. Стало очевидно, что необходимо провести дополнительные исследования в северо-восточной части острова Новая Сибирь. В 2003 г. было детально изучено геологическое строение четвертичных отложений мыса Каменный, проведены послойные сборы малакофауны, отобраны образцы на спорово-пыльцевой и диатомовый анализы, собрана коллекция костей крупных млекопитающих. Изучение многочисленных разрезов четвертичных отложений в других частях острова Новая Сибирь и на севере острова Фаддеевский в течение трех лет (2001–2003 гг.) позволило по-новому взглянуть на геологическую историю не только острова Новая Сибирь, но и всего Новосибирского архипелага.

В настоящей работе приводятся предварительные результаты изучения одного из наиболее важных разрезов плейстоцена острова Новая Сибирь, который используется авторами как опорный при разработке современной стратиграфической схемы четвертичных отложений Новосибирских островов и севера Яно-Индигирской низменности.

Описание разреза

Северо-восточный и юго-восточный берега острова Новая Сибирь образуют при схождении мыс, называемый Каменным (рис. 1). Эта глубоко выдающаяся в море северо-восточная оконечность острова сложена дислоцированными песчано-алевритовыми морскими отложениями, которые венчаются менее дислоцированными пластовыми льдами и ледогрунтами. Слагая древнюю выровненную поверхность около 40 м над уровнем моря, эти отложения на севере полуострова перекрыты тонким плащом грубообломочного материала различной степени окатанности. Южнее, в нескольких километрах, эродированная кровля этого комплекса отложений понижается, уходя под уровень моря. В береговых обрывах восточной части острова от уреза воды вскрывается толща недислоцированных морских отложений видимой мощности 15–20 м. С размывом ее перекрывают полифациальные континентальные отложения с развитыми сингенетическими полигональными жильными льдами – ледовый комплекс. Стратиграфически выше залегают озерные отложения, сформировавшиеся в результате термокарста по ледовому комплексу и пластовым льдам, а также отложения мелких речек и ручьев.

Таким образом, в строении четвертичных отложений мыса Каменного выделяются два структурных этажа (таб. 1): толща, смятая в складки, и недислоцированные отложения, залегающие выше. На границе этих комплексов наблюдается несогласие, которое прослеживается на севере островов Новая Сибирь и Фаддеевский.

В обрывах северного берега мыса Каменный вскрывается последовательность морских и прибрежно-морских отложений, смятых в узкие линейные складки северо-западного простирания (рис. 2). Наиболее древние отложения образуют ядро антиклинальной структуры, вскрывающейся в береговых обнажениях под тригонометрическим знаком с отметкой 41 м. Здесь в точке наблюдения А84 с координатами 75° 08,3′ СШ и 150° 56′ ВД (рис. 2, 3, 4) вскрываются снизу вверх:

1. Пески тонкослоистые среднезернистые желтовато-серого цвета и мелкозернистые серовато-коричневого цвета

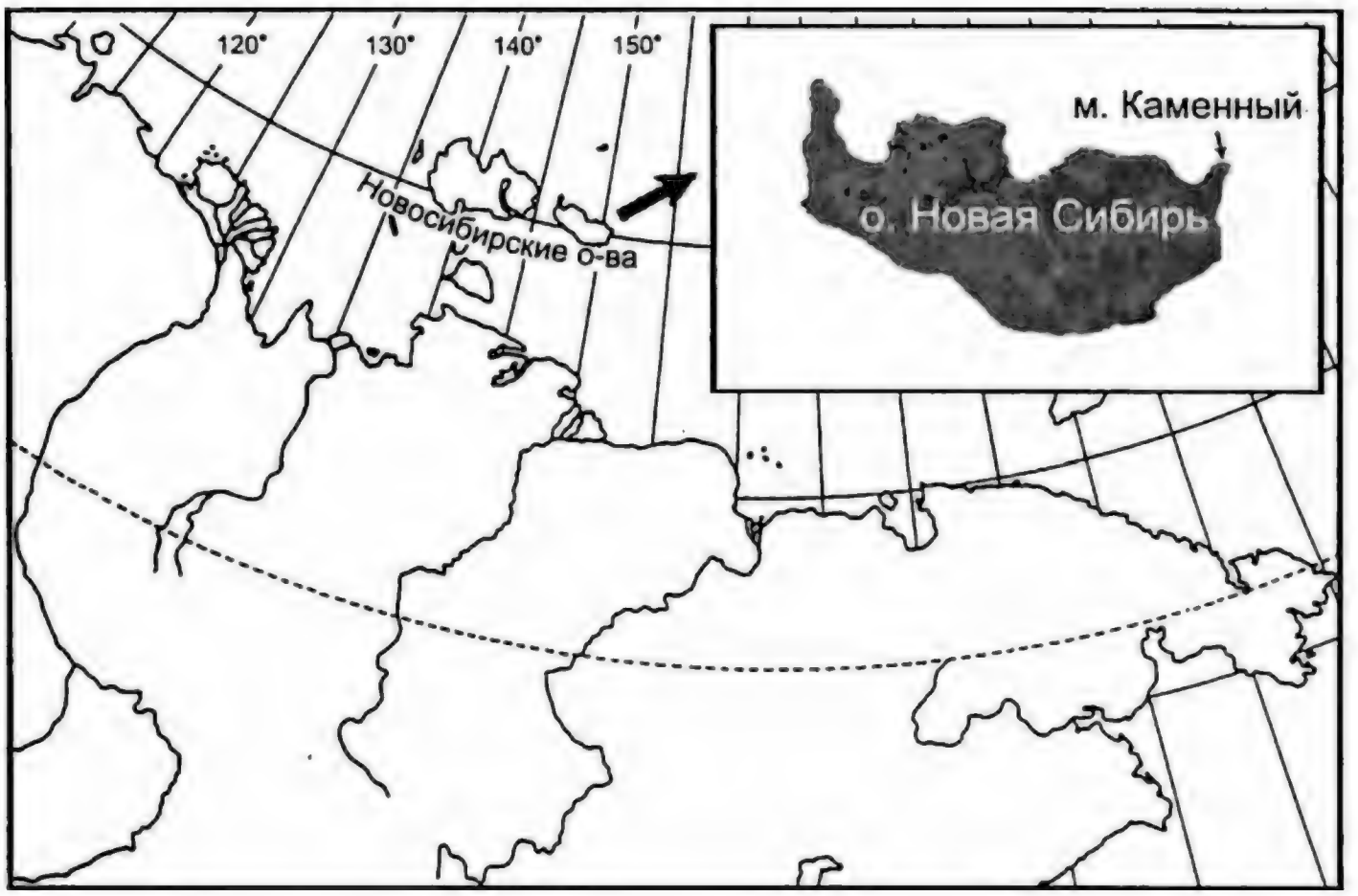

Рис. 1. Расположение опорного разреза м. Каменный

Таблица 1. Последовательность генераций четвертичных отложений, слагающих северо-восточную оконечность острова Новая Сибирь

Отложения	Характерные особенности	
Комплекс голоценовых отложений		Недислоцированные
Ледовый комплекс	Клиновидный подземный лед, повсеместное распространение рассеянных костей крупных млекопитающих среднего- верхнего неоплейстоцена	
Морские	Регрессивная последовательность, массовые *Portlandia arctica*	
Крупнообломочные	Залегают тонким плащом на уровне около 40м	
Пластовый лед, ледогрунт	Пластовое залегание	Дислоцированные
Морские	Цикличное строение, массовые *Astarte (T.) borealis,*	

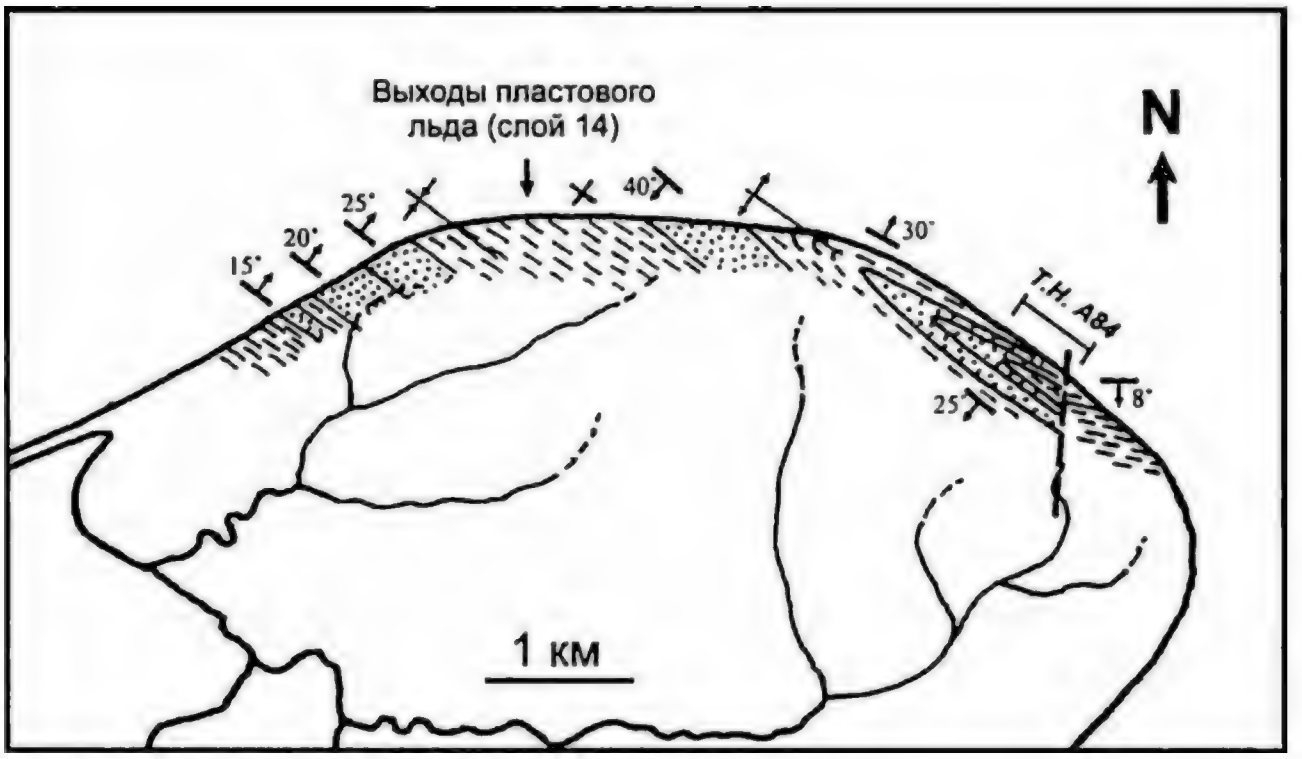

Рис. 2. Схема строения дислоцированных морских и прибрежно-морских отложений мыса Каменный (условные обозначения см. на рис. 3).

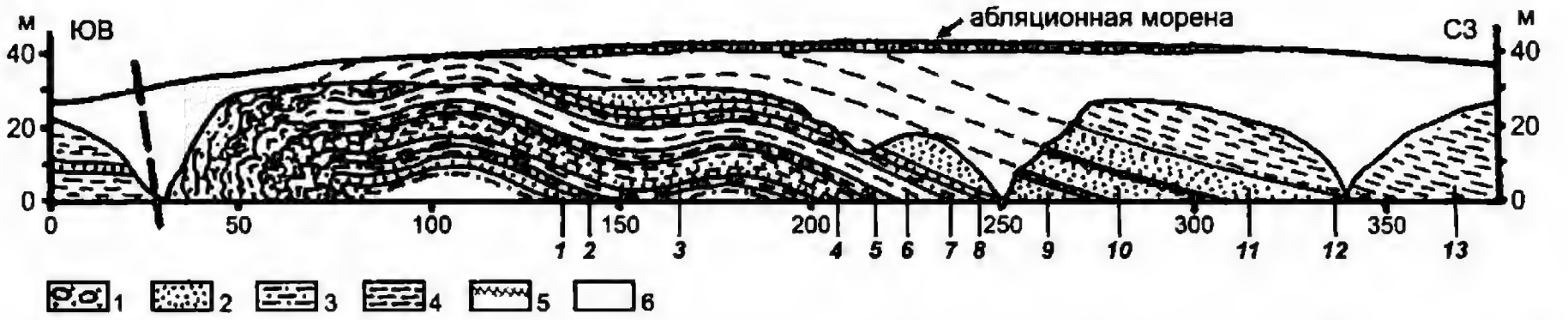

Рис. 3. Геологический профиль разреза морских и прибрежно-морских четвертичных отложений в т.н. А84
1 – галечники, 2 – пески, 3 – песчаные алевриты, 4 – алевриты, 5 – прослой торфа, 6 – невскрытые участки разреза.
Под профилем обозначены номера слоев

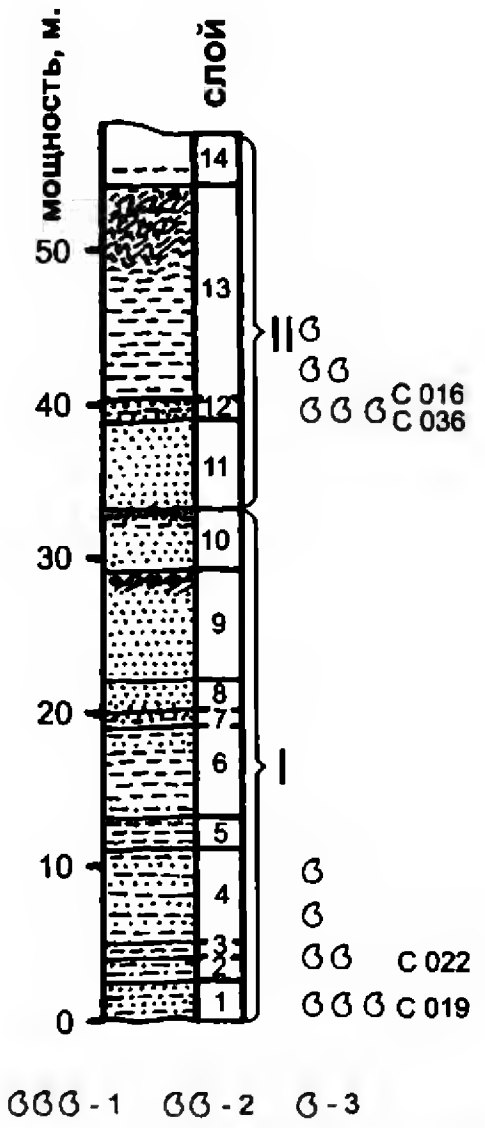

Рис. 4. Распространение раковин моллюсков в опорном разрезе мыса Каменного
1 – скопления раковин; 2 – уровни, где раковины встречаются часто; 3 – единичные находки раковин

с рассеянными крупными толстостенными раковинами моллюсков плохой сохранности.

В кровле прослой зеленовато-серого рыхлого песка мощностью до 10 см, который перекрывает слоек плохо сортированного разнозернистого косослоистого песка с алевритовым заполнителем, с рассеянным гравием, редко галькой, мощностью до 5–7 см и линзами песка коричневого цвета (до 20 см мощности), обогащенного целыми и битыми раковинами моллюсков.

Вскрытая мощность до 2 м

2. Алевриты опесчаненные с плойчатой отдельностью, близкой к слоистости, по поверхностям отдельности наблюдаются зеркала скольжения с черной блестящей поверхностью. Слой имеет светло-коричневый цвет. На отпрепарированной поверхности слоя наблюдаются знаки ряби, подчеркнутые тонкими (мощностью 1–3 мм) слойками промытого мелкозернистого песка.

Мощность 2 м

3. Алевриты темно-коричневато-серые слабо уплотненные с мелкооскольчатой отдельностью, трещиноватые, с линзовидными прослоями (до 4 см) светло-желтых мелкозернистых песков.

В слое встречены редкие раковины моллюсков.

Мощность 2,5 м

4. Частое переслаивание светло-коричневых алевритов и серых тонкозернистых песков. Прослои алевритов от 3 до 20 см мощности, песков – до 15 см. Пачка в целом уплотненная, с крупноплитчатой отдельностью, бронирует вертикальные стенки.

Мощность 5–6 м

5. Алевриты такие же, как в слое 3.

Мощность 2,5 м

6. Алевриты тонкоплитчатые, чешуйчатые глинистые; в нижней части с прослоями до 0,3 м опесчаненных алевритов с крупноплитчатой отдельностью. В верхней части (0,5 м ниже кровли) – частые прослои пылеватых мелкозернистых песков светло-палевых до 7 см мощности.

Мощность 6 м

7. Переслаивание пылеватых мелкозернистых песков светло-палевых и алевритов песчанистых светло-коричневого цвета. В основании прослой песков до 10 см мощности; вверх по разрезу мощность прослоев песков постепенно уменьшается до 1–2 см и менее.

Мощность слоя 1,5 м

8. Пески средне- и мелкозернистые светло-зеленовато-серые. В нижней части с прослоями до 2 см алевритов в разной степени опесчаненных; в средней части – прослои (до 20 см) прослои промытого грубозернистого песка желтого цвета с пятнами и отдельными слойками, окрашенными гидроокислами железа. В кровле залегает прослой лигнитизированных алевритов 0,5 м.

Мощность 1,7–1,8 м

9. Пески тонко-среднезернистые зеленовато-серые. Вверх по слою наблюдается огрубление материала до грубозернистых песков. В нижней части пески горизонтально слоистые с прослоями (0,5–2,5 см) через 10 см почти нацело состоящие из растительного детрита. С уровня 2 м от подошвы пески волнистослоистые (знаки ряби), верхние 1,5 м сложены песками зеленовато-серыми грубо-среднезернистыми без детрита. Венчает пачку косослоистый прослой (0,5–1,0 м) грубозернистых песков оранжевого цвета вверх

переходящий в гравийно-галечные конгломераты с песчаным заполнителем. Обломочный материал хорошей окатанности размером до 0,7 м в диаметре.

Мощность 6,5–7,0 м

10. Пески мелко-, среднезернистые тонкослоистые на выветрелой поверхности серые, зеленовато-серые с прослоями (до 2см через 7–10см) ожелезненного песка или алевритов обогащенных органикой. Венчает пачку прослой (1 м), состоящий в нижней части из тонких легких алевритов серовато-коричневого цвета, в верхней – торфа (0,1м) с фрагментами веточек и мелких корешков растений.

Мощность 4,5 м

11. Пески мелко- среднезенистые серого цвета с корочками ожелезнения. На выветрелой поверхности волнисто-слоистые. В нижней части прослой (3–5см) песка, обогащенный торфяными окатышами.

Мощность 5,5–6,0 м

12. Песок разнозернистый уплотненный алевритистый темно-серый, желтовато-серый плохо сортированный с мелкокомковатой отдельностью, с редкими тонкими прослоями (0,7 см) грубозернистого промытого песка. В основании линзовидные (0,2 м) скопления раковин моллюсков.

Мощность 1,8 м

13. Алевриты темно-серые в нижней части уплотненные мелкооскольчатые массивные, в верхней – со следами интенсивных пластических деформаций в виде мелких складок. Истинная мощность не может быть установлена ввиду сильной деформации верхней части слоя.

Оценивается как 10–15 м

Вблизи ядра синклинальной складки в береговом обнажении, расположенном восточнее описываемой части разреза, вскрываются ледогрунты и пластовый лед, залегающие на смятых темно-серых алевритах слоя 13:

14. Ледогрунт (2,5 м) и пластовый лед (1 м). Ледогрунт представляет собой переслаивание чистого льда (5–30 см) и льда (7–40 см) с рассеянными включениями пылеватых минеральных частиц, приуроченных к определенным уровням. Количество минеральных включений вверх по разрезу уменьшается и наблюдается постепенный переход в чистый пластовый лед.

Наблюдаемая мощность 3,5 м

Описанные отложения, за исключением слоя 14, сформировались в морских и прибрежно-морских условиях при изменяющейся глубине. Выделяются два трансгрессивно-регрессивных цикла осадконакопления, которые выражены в закономерной смене литологических разностей осадков и слоистости. В нижнем цикле (I) разнозернистые пески с линзами, обогащенными раковинами моллюсков (слой 1), вверх по разрезу сменяются песчаными алевритами со знаками ряби и с прослоями мелкозернистых песков (слои 2–5), постепенно переходящими в глинистые алевриты (слой 6), в которых знаки ряби пропадают. Выше наблюдается обратная последовательность, в которой алевриты слоя 6 сменяются песчаными алевритами и разнозернистыми песками (слои 7–10). На этом фоне увеличивается размер обломочного материала от пылеватых до грубозернистых песков и галечников (слой 9). Закономерно изменяется и слоистость: от параллельной волнистой (знаки ряби) до грубо-косослоистой. Венчается комплекс отложений седиментационного цикла I торфяным прослоем, который отложился в условиях вблизи береговой линии глубоко врезанной лагуны, возможно, уже изолированной от моря.

Изменения условий осадконакопления в цикле подчеркиваются характером распределения раковин моллюсков, их тафономией. В песках основания цикла раковины встречены скоплениями в песчаных линзах. Раскрытые, иногда разрозненные створки раковин претерпели перенос от мест обитания и концентрацию в результате активного волнового воздействия и перемещения вдоль береговой линии как раковин, так и обломочного материала. Выше раковины перемещены в меньшей степени; они лучшей сохранности и не образуют концентраций в виде линз, видовой состав их беднее и отвечает естественному составу палеоценотического сообщества, обитавшего в месте осадконакопления. В наиболее глубоководных осадках встречены единичные раковины моллюсков, захороненные в положении, близком прижизненному. В регрессивной части цикла, представленной разнозернистыми песками, раковины не обнаружены.

Таким образом, глубина осадконакопления седиментационного цикла I изменялась от первых метров (формирование косой слоистости в песках, активный перенос раковин) до глубин, превышающих 25 м ниже уровня волнового воздействия. Регрессия моря обусловила уменьшение глубины площади седиментации практически до 0 м, что отразилось в формировании торфяного прослоя.

Второй (II) седиментационный цикл дислоцированных морских отложений мыса Каменный представлен лишь трансгрессивной частью, аналогичной по строению в цикле I. Здесь на торфяном прослое с некоторым размывом залегают сначала диагонально слоистые грубозернистые пески, выше песчаные алевриты и затем алевриты. В слое 12 встречены линзовидные скопления раковин, в нижней части слоя 13 раковин меньше, в его средней части – они редки и рассеяны.

В целом, толща морских отложений и пластовые льды смяты в линейные складки, осложненные разрывными нарушениями и складками меньшего порядка в виде флексур и мелких складочек (рис. 2). Выделяется антиклинальная и синклинальная складки первого порядка с простиранием осей в юго-западном направлении. Расстояние между осями около 2,0–2,5 км. Складки несимметричные, северо-западные крылья имеют в обеих структурах большие углы падения. В антиклинали – от 30° до 45°–50° вблизи

ядра, против 25°–40°; в синклинали северо-западное крыло имеет максимальный угол падения 40° и от 15° до 25° – юго-восточное. Отложения, слагающие крылья складок, разбиты системами параллельных трещин с частотой 7–15 см, образующими ромбическую решетку. Видимо, толща морских отложений была дислоцирована в мерзлом состоянии.

К складкам второго порядка можно отнести флексуру, осложняющую северо-западное крыло синклинали, и структуру, развитую вблизи разрыва в восточной части разреза (рис. 3). Здесь смещение блоков по разрыву привело к запрокидыванию юго-западного крыла антиклинали.

К складкам третьего порядка отнесены складчатые деформации верхней части слоя 13, образованные вследствие перемещения плотного пластового льда по пластичным неконсолидированным осадкам. Здесь наблюдаются частые несимметричные иногда запрокинутые складочки с длиной крыльев от 0,2 м до 1,5 м. К структурам третьего порядка отнесены и волнистые нарушения слоев вблизи разрыва. Здесь наблюдаются пологие складочки от 0,1 м до 0,5 м длиной с амплитудой, достигающей 0,2 м в сочетании с неровными разрывными нарушениями, близкими по простиранию слоистости песчаных алевритов слоя 2. Разрывы нарушают сплошность слоя через 5–10 см; поверхности сместителей с зеркалами скольжения черного цвета.

Дислоцированные толщи на мысе Каменный срезаются выровненной поверхностью на уровне около 40 м, которая усеяна валунами и галькой разной степени окатанности и разнообразного состав, часть из которых имеет грани со штриховкой.

Фауна моллюсков

Раковины двустворчатых моллюсков и гастропод в морских толщах северо-западной оконечности острова обнаружены на нескольких уровнях. В циклично построенных дислоцированных отложениях мыса Каменный раковины распределены неравномерно. В относительно глубоководных условиях на пределе волнового воздействия они захоронялись в положении, близком прижизненному. Как правило, это единичные виды, встреченные в пачках алевритов парными, обычно сомкнутыми створками, рассеянными по слою. В трансгрессивных частях встречаются скопления, иногда линзы, обогащенные раковинами, захороненными после переноса с мест обитания. При этом перенос не был значительным; раковины встречены не окатанными целыми, как правило, парными створками. В промытых косослоистых разнозернистых песках, отложенных на мелководье, остатки раковин моллюсков полностью отсутствуют. Картина распределения раковин моллюсков повторяется в каждом из двух седиментационных циклов (рис. 3).

Раковины с тонкими стенками более 10 мм в основном не очень хорошей сохранности. Слои вмещающие их претерпели эпигенетическое промерзание с образованием сетки шлиров. В мерзлом состоянии эти отложения были смяты в складки. Деформации отложений привели к формированию трещиноватости мерзлых толщ. Все эти факторы неблагоприятно сказались на сохранности раковин некоторых видов. Множество раковин родов *Musculus, Macoma* и др. сохранились плохо и требуют специальной обработки. Несмотря на это, у большинства видов раковин, за редким исключением, сохранился периостракум, иногда и связка.

По систематическому составу (табл. 2) это обычные арктические и аркто-бореальные виды и ныне обитающие в морях Северного Ледовитого океана. Присутствие в комплексе моллюсков таких видов, как *Portlandia arctica* (Gray), *Cyrtodaria kurriana* Dunker и *Macoma baltica* Linne, позволяют с определенной долей уверенности утверждать, что вмещающие их отложения сформировались в плейстоцене. Отсутствие в комплексе вымерших форм, сохранение у раковин периостракума и связки косвенным образом подтверждают относительно молодой возраст вмещающих отложений.

Для залегающей стратиграфически выше недислоцированной толщи, которая вскрываются в эрозионных окнах и в береговых обрывах практически по всей территории острова Новая Сибирь, характерно присутствие в массовом количестве в линзовидных скоплениях или рассеянных по слою раковин *Portlandia arctica* (Gray).

Фауна млекопитающих

Немногочисленные остатки млекопитающих были обнаружены у мыса Каменный в двух местах – в верхней части промоин, рассекающих склон северо-восточной оконечности острова у тригонометрического знака с абсолютной высотой 41 м, и в 1 км южнее под останцами размытых аласных отложений. В промоинах под знаком были обнаружены части скелетов северного оленя, овцебыка и лошади. Тот факт, что на небольшом пространстве было найдено по несколько костей, принадлежавших одному и тому же животному, свидетельствует о том, что пере-

Таблица 2. Систематический состав фауны моллюсков из отложений опорного разреза м. Каменный

Вид		C019	C022	C036	C016
Astarte (Tridonta) borealis (Schumacher)	ШБА	*		++++	+++
A.(Nicania) montagui montagui (Dilwin)	ШБА	++		+++	++
A.(N.) montagui fabula (Reeve)	А			+	+
Serripes groenlandicus (Bruguiere)	ШБА			*	*
Portlandia arctica (Gray)	А			+	*
Hiatella arctica (Linne)	АБ	+		*	
Macoma baltica Linne	АБ			++	
Ciliatocardium ciliatum (Fabricius)	АБ			++	
Musculus niger (Gray)	АБ	+	*		
Cyrtodaria kurriana Dunker	АБ	++	+		
Chlamys sp.	АБ	*	*		
Polinices (Euspira) palidus Broderip et Sowerby	АБ			+	
Buccinum sp.		*		+	

нос был не дальним и место залегания костей *in situ* было где-то рядом. Под останцами были собраны отдельные кости лошади и мамонта.

В настоящее время на м. Каменный костеносные отложения размыты или переработаны термокарстовыми и солифлюкционными процессами. Тем не менее, очевидно, что здесь морские толщи хотя бы частично были перекрыты континентальными образованиями, что подтверждается многочисленными разрезами восточного и южного побережий о. Новая Сибирь. Почти повсеместно на острове морские алевриты с раковинами *Portlandia arctica* перекрыты палевыми сильнольдистыми алевритами с мощными полигонально-жильными льдами, вмещающими кости млекопитающих. Эти образования относятся к едомной свите. Ниже приведен состав фауны крупных млекопитающих из едомной свиты о. Новая Сибирь.

1. *Bison priscus* Bojanus
2. *Equus caballus* L
3. *Mammuthus primigenius* Blumenbach
4. *Rangifer tarandus* L
5. *Ovibos moschatus* Zimmermann
6. *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach
7. *Alopex lagopus* L
8. *Canis lupus* L
10. *Gulo gulo* L
11. *Lemmus sibiricus* Kerr
12. *Dicrostonyx torquatus* Pallas
13. *Lepus* sp.

Этот комплекс типичен для конца среднего – верхнего неоплейстоцена. Некоторые виды жили и в голоцене. Массовое радиоуглеродное датирование костных остатков показало, что крупные млекопитающие постоянно обитали в пределах о. Новая Сибирь от 54 000 лет почти до конца голоцена (2 500 лет); не позднее 54 000 лет назад началось континентальное осадконакопление. Таким образом, морские отложения, подстилающие едомную свиту и слагающие террасу 20–30-метрового уровня, заведомо не моложе этого возраста.

Обсуждение

Г.В. Труфановым в 1975 году при проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 в верхнем кайнозое острова Фаддеевский были выделены по литологическому составу нерпичинская и канарчакская свиты морского и прибрежно-морского генезиса. Эти свиты широко распространены вдоль всего северного побережья островов Фаддеевский и Новая Сибирь [Государственная…, 1986; Труфанов и др., 1979; Труфанов; 1982, Лифшиц и др., 1986, Чамов, 1990]. Нерпичинская свита включала дислоцированные преимущественно песчаные отложения с прослоями алевритов; по возрасту она была отнесена к олигоцен-миоцену. Канарчакская свита содержала горизонтально залегающие алевриты в средней части с крупными линзами (мощностью 9–13 м) пластовых льдов; возраст свиты рассматривался как эоплейстоценовый. По Г.В. Труфанову, на границу между свитами приходится перерыв в осадконакоплении продолжительностью не менее плиоцена.

По нашим наблюдениям в разрезе мыса Каменный между отложениями, относимыми к нерпичинской свите, и нижней частью канарчакской свиты наблюдается постепенный переход. Прибрежно-морские и морские отложения этих свит имеют цикличное строение, выраженное в смене литологического состава и слоистости. Исходя из

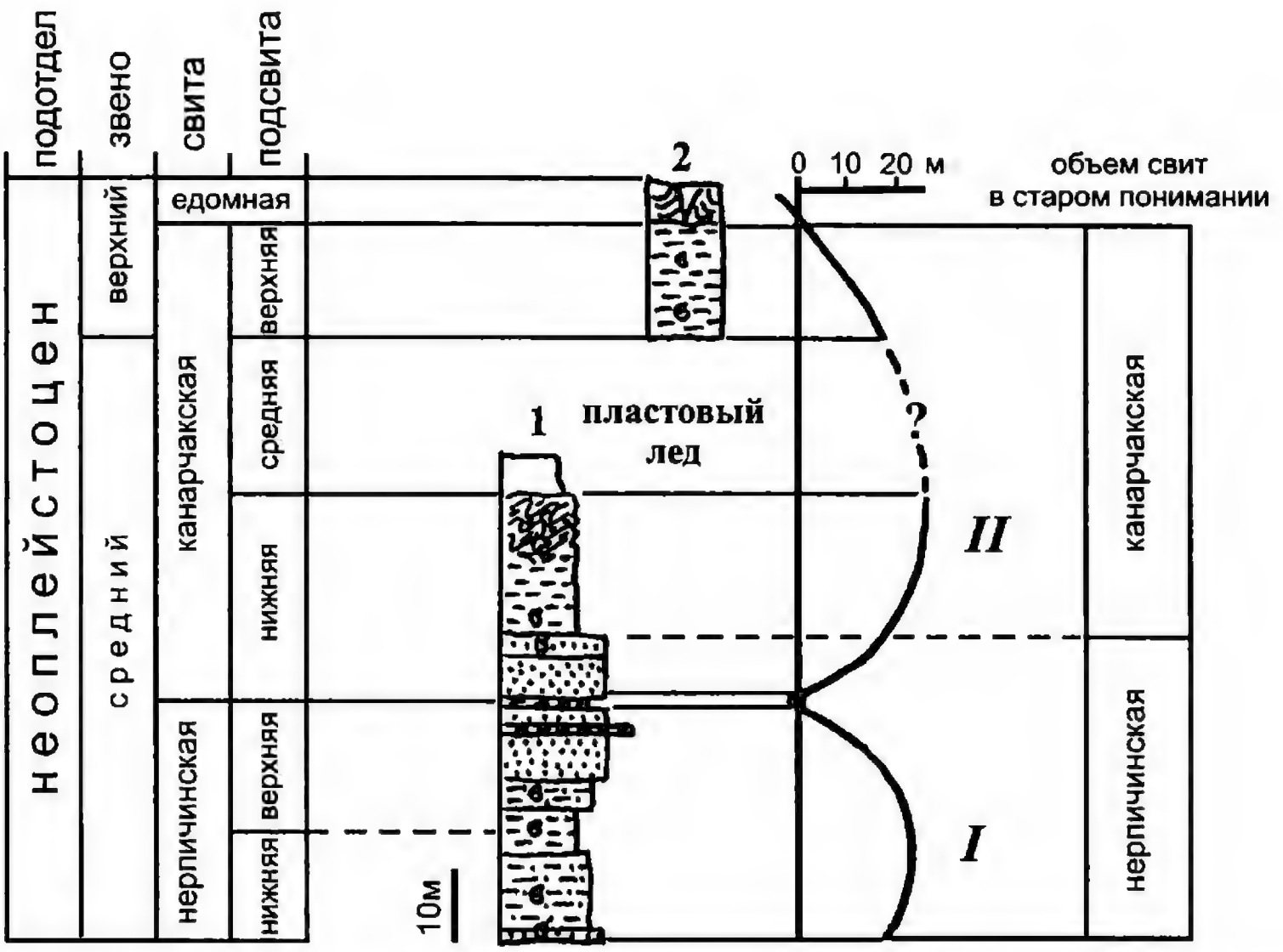

Рис. 5. Расчленение и сопоставление с общей шкалой плейстоцена опорного разреза мыса Каменный
1 – разрез мыса Каменный, 2 – разрезы восточного побережья острова Новая Сибирь; трансгрессивно регрессивные циклы: I – нерпичинской свиты, II – канарчакской свиты

этого, при сохранении названий свит, мы предлагаем несколько изменить их объем, проведя границу между свитами по границе седиментационных циклов. В нашем понимании, в состав канарчакской свиты включается пачка песков (слои 10–13) нерпичинской свиты трансгрессивной части верхнего седиментационного цикла II (рис. 5).

Пластовые льды канарчакской свиты были изучены А.М. Анисимовым и В.В. Тумским совместно с авторами в разрезах мыса Сана-Балаган на о. Фаддеевском, а также Бухты Мира и мыса Каменного на о. Новая Сибирь. Установлено, что пластовые льды являются реликтом четвертичного покровного оледенения [Анисимов и др., 2004]. Дислокации отложений нерпичинской свиты, нижней части канарчакской свиты и самих льдов обусловлены движением ледника со стороны островов Де-Лонга во второй половине среднего неоплейстоцена [Басилян и др., 2006]. Наблюдаемая на севере островов поверхность на уровне около 40 м образовалась в результате экзарационной деятельности ледника. Тонкий покров грубообломочного материала на этой поверхности – это абляционная морена. Примечательно, что среди обломочного материала, распространенного на островах Новая Сибирь и Фаддеевский, встречаются валуны с ледниковой штриховкой. На о. Фаддеевский были обнаружены такие валуны до 1,5 м в диаметре.

Выделенная по литологическому признаку и используемая предшественниками при картировании канарчакская свита по нашим данным не является единым геологическим телом, обладающим едиными генетическими и структурными особенностями. Оказалось, что в нее включены сильно дислоцированные ледником алевриты морского генезиса, пластовый лед покровного ледника и субгоризонтально залегающие алевриты, слагающие морскую террасу 20–30-метрового уровня. При этом внутри свиты выделяется несогласие, которое прослеживается по территории островов Фаддеевского и Новой Сибири и является надежным региональным стратиграфическим репером. Тем не менее, мы решили сохранить комплекс этих отложений как свиту, включив в нее еще и базальную пачку песков. Не исключено, что все эти образования генетически связаны с покровным оледенением. Морские отложения канарчакской свиты представляют собой единый седиментационный цикл, видимо, образованный в результате ингрессии моря во время сравнительно кратковременного покровного оледенения. Поэтому не удивительно, что пластовые льды заключены в наиболее глубо-

ководных фациях канарчакской свиты, представляющей единый седиментационный цикл.

Учитывая цикличное строение изученных свит, характер изменения в них состава фауны, положение в разрезе пластовых льдов и гляциотектонических дислокаций, представляется возможным расчленить описанные отложения на шесть генераций (снизу вверх):

1. трансгрессивная толща нерпичинской свиты;
2. регрессивная толща нерпичинской свиты;
3. трансгрессивная тоща канарчакской свиты;
4. пластовый лед, абляционная морена;
5. регрессивная толща канарчакской свиты;
6. ледовый комплекс едомной свиты.

Возраст отложений разреза мыса Каменный обоснован в результате применения комплекса биостратиграфических методов и радиологического датирования. Едомная свита, перекрывающая морские толщи, датируется по фауне млекопитающих в относительно широких пределах – концом среднего – верхним неоплейстоценом. По данным радиоуглеродного датирования возраст ее нижней границы, во всяком случае, не меньше 54 000 лет. Дислоцированные и недислоцированные морские отложения, в целом, по фауне моллюсков сопоставляются с плейстоценом. Полученные в настоящее время U/Th датировки по раковинам моллюсков, позволяют сопоставить нерпичинскую свиту и трансгрессивную часть канарчакской свиты со средним неоплейстоценом, а верхнюю часть канарчакской свиты с нижней частью верхнего неоплейстоцена [Басилян и др., в печати].

На островах Новая Сибирь и Фаддеевский четвертичные отложения имеют сходное геологическое строение. Последовательность генераций в разрезе на о. Новая Сибирь, приведенная в таблице 1, полностью справедлива и для о. Фаддеевский, где также комплекс дислоцированных отложений включает пластовые льды и срезается поверхностью, образованной в результате экзарационной деятельности ледника. Комплекс недислоцированных отложений на этих островах представлен морскими и континентальными толщами. Принципиальное отличие в строении о. Фаддеевский заключается в том, что морские отложения и пластовые льды дислоцированы в большей степени, чем на о. Новая Сибирь. Ледник здесь не только смял разнофациальные отложения в складки, но и переместил крупные блоки разновозрастных отложений с образованием чешуйчатой гляциотектонической структуры. В одной из таких перемещенных ледником чешуй, сложенной пляжными отложениями, наряду с многочисленными раковинами плейстоценовых моллюсков нами были отмыты зубы грызунов. По заключению В.С. Зажигина, возраст вмещающих их отложений определен как верхняя часть среднего неоплейстоцена в пределах зоны *Dicrostonyx henseli* Hinton. Поэтому возраст пластовых льдов, входящих в гляциодислоцированный комплекс пород в разрезе обоих островов, а также возраст оледенения как геологического события не может быть древнее середины среднего неоплейстоцена.

Пластовые льды в разрезах островов перекрыты (снизу вверх): абляционной мореной, толщей морских отложений, ледовым комплексом едомной свиты и голоценовыми образованиями. Как следует из результатов датирования, формирование едомной свиты на изученных островах началось, вероятнее всего, несколько ранее 54 000 радиоуглеродных лет. Формирование ледниковых образований (пластовых льдов, гляциодислокаций и абляционной морены) и перекрывающей их толщи морских отложений произошло в интервале времени от середины среднего до середины позднего неоплейстоцена. Исходя из этого, мы сопоставили ледниковые образования с верхней частью среднего неоплейстоцена, а верхнюю толщу канарчакской свиты с низами верхнего неоплейстоцена (рис. 5). Для более точного определения возраста оледенения требуются дополнительные исследования. Формирование смятых ледником в складки морских и прибрежно-морских отложений нерпичинской свиты и нижней толщи канарчакской свиты разреза мыса Каменный, видимо, происходило в раннем – среднем неоплейстоцене.

В заключении следует отметить, что в строении опорного разреза мыса Каменный отражены два важных геологических события, имеющих региональное значение. Одно из них – это покровное оледенение, выраженное в образовании пластовых льдов, абляционной морены и гляциодислокаций. Оледенение происходило в конце среднего неоплейстоцена. Анализ морфоструктур гляциодислокаций показал, что ледник двигался с северо-востока со стороны островов Де-Лонга. Другое событие, фиксирующееся в разрезе, – смена на территории о. Новая Сибирь и Фаддеевский морского режима осадконакопления континентальным. Это событие выражено в перекрытии морской верхнеканарчакской толщи едомной свитой. Следовательно, в начале позднего неоплейстоцена море регрессировало, и не позднее 54 000 лет назад на изученной территории образовалась суша.

Работа проведена при финансовой поддержке российско-американского проекта «Жохов-2000», программы ОНЗ РАН №14 и РФФИ – проект №06-05-64049а.

Литература

Анисимов М.А., Тумской В.В., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения // Восьмой гляциологический симпозиум, Сокращение гляциосферы: факты и анализ. Тезисы докладов. Спб., 2004. С. 37–38.

Басилян А.Э., Никольский П.А., Тумской В.Е., Анисимов М.А. Стратиграфия четвертичных отложений Новосибирских островов и севера Яно-Индигирской низменности // Проблемы корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. Международное рабочее совещание. Тезисы докладов. Спб., 2006. С. 16–17.

Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Новосибирские острова. Листы T-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; T-56-XXXIII, S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. М., 1986. 106 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские острова. Спб., Изд-во ВСЕГЕИ. 1999. 208 с.

Лившиц Ю. Я., Труфанов Г.В., Белоусов К.Н. Острова Советской Арктики // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 2. М: Наука, 1986. С. 111–113

Труфанов Г.В. Верхнекайнозойские отложения Новосибирских островов // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л., 1982. С. 81–89.

Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Вакуленко А.С. Материалы по стратиграфии кайнозойских отложений Новосибирского архипелага // Континентальные третичные толщи Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 30–40.

Чамов Н.П. Литология и обстановки формирования кайнозойских отложений северо-востока острова Фаддеевского (Новосибирские острова) // Литология и полезные ископаемые, 1990, № 4, С. 43–53.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 67, 2007 г.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ПРЕДГОРЬЯХ ХИБИН, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, НА ПРОТЯЖЕНИИ ГОЛОЦЕНА

Б.П. Ильяшук, Е.А. Ильяшук, Д. Хаммарлунд

Введение

Принимая во внимание сценарии изменения климата, предлагаемые различными научными школами в контексте прогнозируемого глобального потепления климата, вероятно в ближайшие десятилетия следует ожидать в большей или меньшей мере заметных климатических изменений и связанных с этим изменений природной среды [Менжулин, 2002]. Ожидается, что эти изменения будут наиболее существенны в северных регионах, где они традиционно имеют более значимый диапазон, чем в более низких широтах. В связи с этим, для северных регионов страны, включая Кольский Север, при долгосрочном планировании здесь хозяйственной деятельности уже в настоящее время одной из актуальных задач становится принятие во внимание ожидаемых изменений.

Прочным научным фундаментом для формирования прогнозов по ожидаемым изменениям климата и природной среды в каждом конкретном регионе могут и должны служить детальные знания о прошлом этого региона. В связи с этим, в современной науке отмечается тенденция интенсификации исследований, связанных с изучением долговременных изменений климата и природной среды северных регионов в историческом и геологическом прошлом. При решении подобного рода палеоклиматологических и палеоэкологических задач большое внимание в исследованиях уделяется изучению донных отложений озер, которые представляют собой уникальные природные «архивы» накопленной информации об изменении окружающей среды в прошлом. Для палеореконструкций широко используется физическая, химическая и биологическая информация, сохранившаяся в донных отложениях водоемов [Last, Smol, 2001а,б; Smol, Birks, Last, 2001]. Расшифровка такой «архивной» информации есть один из оптимальных путей получения долговременных рядов палеоклиматических и палеоэкологических данных [Battarbee, 2000]. В качестве элементов биологической информации, сохранившейся в донных отложениях озер, используются остатки различных представителей флоры и фауны [Smol, Birks, Last, 2001; Battarbee, 2001; Кордэ, 1956]. Для изучения палеоклимата, наряду с традиционными биостратиграфическими объектами, такими как пыльца, диатомовые водоросли, в последние десятилетия все чаще используются остатки хирономид [Walker, 1995; Ильяшук, Ильяшук, 2004].

Хирономиды (Diptera: Chironomidae) представляют собой сравнительно богатое видами (>5000 видов) семейство двукрылых насекомых, личинки которых распространены повсеместно в континентальных водоемах обоих полушарий [Макарченко, Макарченко, 1999]. Экзувии, образующиеся после каждой линьки личинок хирономид, накапливаются в донных отложениях, где, за исключением сильно хитинизированных головных капсул, происходит их разрушение. Головные капсулы личинок хирономид хорошо сохраняются в донных отложениях, и их высокое обилие отмечается даже в относительно малых образцах донных отложений [Hofmann, 1988]. Благодаря этому имеется возможность по остаткам реконструировать изменения комплексов хирономид в прошлом. Знание биологии отдельных таксонов хирономид и их экологических оптимумов по отношению к различным параметрам водной среды (концентрация биогенных элементов и кислорода, уровень солености) позволяет в дальнейшем на основе результатов анализа структуры комплексов осуществлять реконструкцию природной среды [Ильяшук, Ильяшук, 2004; Walker, 2001; Porinchu, MakDonald, 2003]. Кроме этого, хирономиды зависят от температуры, как водной, так и воздушной среды. Последняя оказывает прямое влияние на процессы вылета, роения и расселения имаго, определяя успех колонизации ими новых мест обитания, или опосредованное, через регуляцию продолжительности ледостава, стратификацию и кислородный режим водоемов. Было показано, что статистическая связь структуры комплексов хирономид со средней температурой воздуха в июле даже сильнее, чем с температурой воды [Olander, et al., 1999]. На этом основании в ряде регионов были разработаны палеоэкологические модели, позволяющие на основе результатов хирономидного анализа донных отложений озер

осуществлять количественную реконструкцию средней температуры воздуха в июле [Walker, Cwynar, 2006; Brooks, 2006].

Хотя наиболее ранние находки остатков хирономид датируются юрским периодом мезозойской эры [Калугина, 1974, 1977], только в озерных отложениях последнего межледниковья, позднe- и послеледникового периодов последнего оледенения они впервые становятся многочисленными [Hofmann, 1988; Francis et al., 2006; Ilyashuk et al., 2006]. Это позволяет рассматривать ископаемые комплексы, начиная с последнего межледниковья, как репрезентативно отражающие существовавшую в то время фауну хирономид.

На сегодня для Кольского Севера имеются крайне ограниченные данные о диапазонах изменения параметров климата и природной среды на протяжении последних тысячелетий. Поэтому целью нашего исследования было на основе стратиграфического анализа комплексов хирономид реконструировать изменения климата и природной среды на протяжении голоцена в центральной части Кольского региона, а так же провести сравнительный анализ результатов реконструкции с аналогичными результатами, полученными нами ранее для южной части региона [Ilyashuk et al., 2005].

Район исследования

Для достижения поставленной цели в центральной части Кольского полуострова (67°39' с.ш. и 33°38' в.д.) было выбрано небольшое (2 га) оз. Купальное, расположенное вблизи верхней границы лесотундровой зоны в предгорьях Хибин на абсолютной высоте 352 м в депрессии оз. Малый Вудъявр (рис. 1). Озеро Купальное представляет собой бессточный водоем, питание которого осуществляется преимущественно за счет атмосферных осадков. Вода в озере имеет слабокислую реакцию (pH=6.0), и значительную часть площади дна водоема, вплоть до максимальной глубины (4.8 м), занимают заросли водного мха *Warnstorfia exannulata* (B.S.G.) Loeske.

В депрессии оз. Малый Вудъявр отмечается своеобразное явление Хибин – долинная тундра в пределах лесного пояса. Причина существования здесь такой ландшафтной аномалии заключается в климатических и литологических особенностях данного участка – в сильных ветрах из долины р. Кукисйок, в температурных инверсиях в котловине озера, в бедности и особом режиме увлажнения почвы [Мягков, 1986]. Однако, на протяжении последних десятилетий котловина озера зарастает березняком, тундровые комплексы становятся лесотундровыми, а лесотундровые – лесными [Мягков, 1986]. Это, очевидно, связано с регистрируемым потеплением климата в Кольском регионе на протяжении последних десятилетий [Давыдов, 2001; Назарова, 2005] и сопутствующим продвижением вверх границы леса в Хибинских горах [Kremenetski, Vaschalova, Sulerzhitsky, 1999].

Климат на Кольском полуострове, как и во всей западной части Баренцево-Беломорского региона, формируется под влиянием Гольфстрима. Согласно инструментальным наблюдениям, выполненным в период 1930–1960 гг. на метеостанции Апатитовая Гора, расположенной на абсолютной высоте 360 м в 4 км на северо-восток от оз. Купального, среднегодовая температура воздуха в изучаемом районе предгорий Хибин составляет –1.1°C [Терзиев, 1965] при 540 мм среднегодового количества атмосферных осадков [Мягков, 1986]. Средняя температура наиболее холодного месяца (февраль) составляет –11.6 °C при 72 мм среднемесячного количества осадков, средняя температура наиболее теплого месяца (июль) составляет +12,5°C при 78 мм среднемесячного количества атмосферных осадков. При расчете средних значений температуры воздуха в июле по многолетним рядам наблюдений метеостанций Кольского полуострова величина среднеквадратического отклонения находится в диапазоне 1.6–2.6°C [Кобышева, 1988]. Учитывая наличие в районе исследования ландшафтной аномалии, описанной выше, и расположение озера вблизи верхней границы лесотундровой зоны, которая в северных регионах обычно соответствует средней температуре воздуха в июле (T_{VII}) около +10°C, можно предполагать, что T_{VII} на водосборной территории оз. Купального на ~2.0°C ниже регистрируемой на метеостанции Апатитовая Гора, и составляет около +10.5°C.

Методы исследования

Из наиболее глубоководной зоны оз. Купального с использованием пробоотборника, разработанного Институтом торфа СССР («русский пробоотборник»), с длиной трубки 1 м и внутренним диаметром 6.5 см была отобрана колонка донных отложений. Наиболее верхние неконсолидированные слои донных отложений были отобраны пробоотборником гравитационного типа. Полученная последовательность донных отложений общей длиной 131 см была разделена на 62 пробы через каждые ~2 см по вертикали. Все пробы были помещены в пластиковые контейнеры и отправлены в лабораторию, где они хранились при температуре +4°C для последующих анализов.

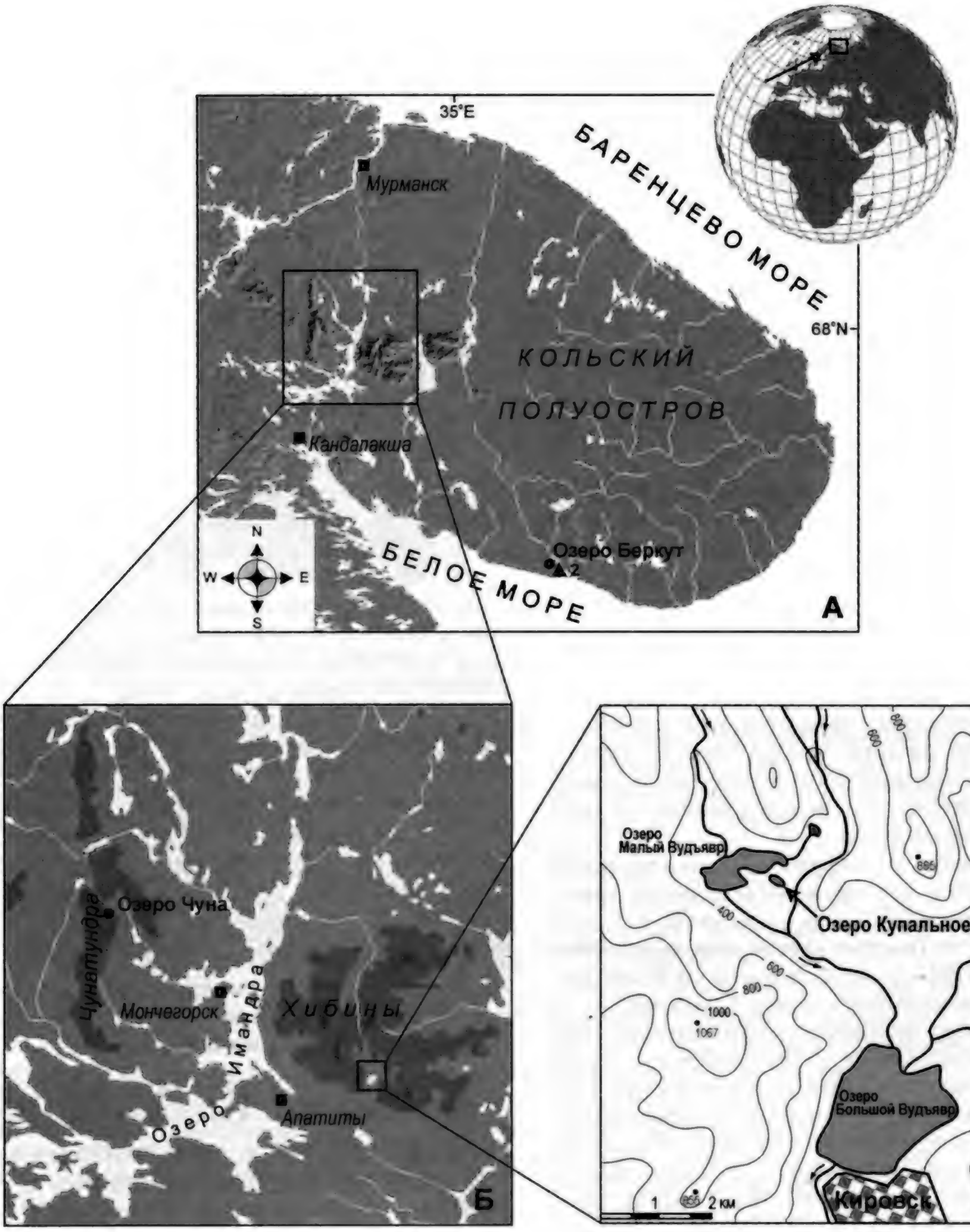

Рис. 1. Карты-схемы Кольского полуострова (А), его западно-центральной части (Б), и района исследований (В); треугольниками показано расположение метеорологических станций: 1 – Апатитовая Гора, 2 – Кузомень.

Корреляция между отобранными 1-метровыми сегментами донных отложений выполнялась на основе результатов литостратиграфического описания их в полевых условиях и на основе лабораторного анализа потерь при прокаливании, как косвенного показателя содержания органического вещества в пробах донных отложений [Heiri, Lotter, Lemcke, 2001].

Валовые образцы донных отложений и отдельные растительные макроостатки, обнаруженные в донных осадках, были использованы для радиоуглеродного датирования с помощью атомного масс-спектрометра с ускорителем (AMS) в радиоуглеродной лаборатории университета г. Лунд. Всего было получено пять AMS радиоуглеродных датировок для разреза донных отложений, которые

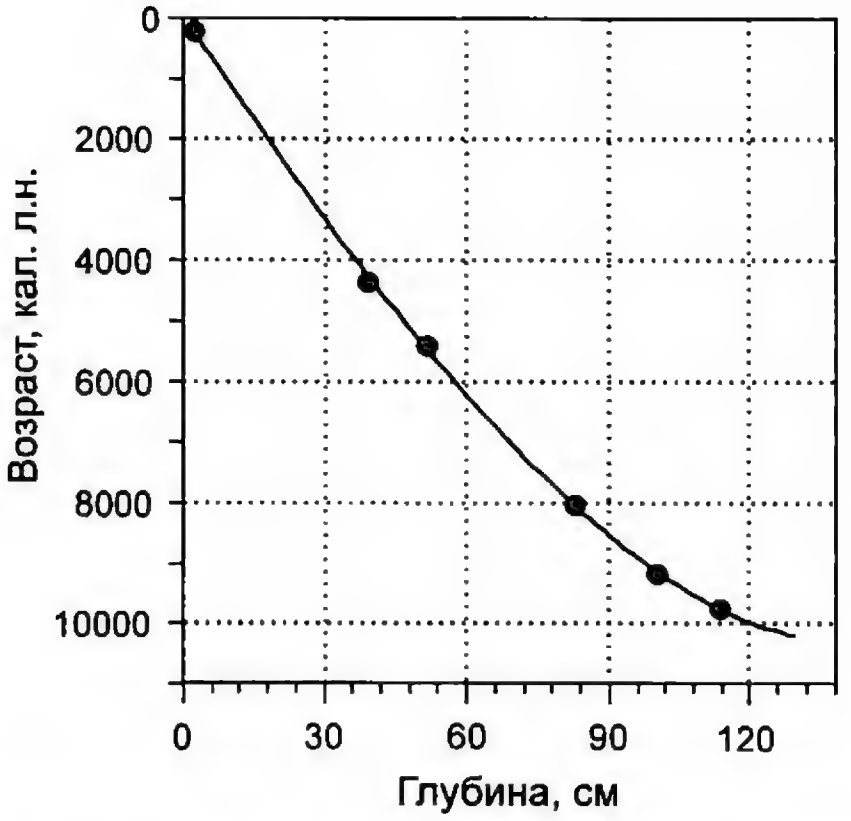

Рис. 2. Модель зависимости возраста от глубины донных отложений оз. Купального.

впоследствии были калиброваны с использованием программы OxCal 3.5 [Bronk Ramsey, 2000; Stuiver et al., 1998]. Зависимость возраста донных отложений от их глубины, или так называемая «модель возраста» была получена с использованием калиброванных датировок и полиномиальной функции третьего порядка (рис. 2). Стратиграфические профили были построены на основе этой зависимости и с использованием термина «календарный год» (кал. л.н.).

Все 62 пробы из колонки донных отложений использовались для проведения стратиграфического анализа комплексов хирономид и других членистоногих (водные клещи, мокрецы, хаоборусы). Идентификация хирономид до более низкого таксономического ранга базировалась на общепринятых определительных ключах [Макарченко, Макарченко, 1999; Wiederholm, 1983]. При интерпретации изменений в структуре комплексов хирономид использовались значения оптимумов и толерантности таксонов к T_{VII}, полученные в различных районах северной Фенноскандии [Olander et al., 1999; Brooks, Birks, 2001; Larocque, Hall, Grahn, 2001]. Количественная реконструкция T_{VII} была выполнена на основе результатов стратиграфического анализа комплексов хирономид в оз. Купальном и с использованием палеоэкологической модели зависимости структуры комплексов хирономид от T_{VII}, полученной для северной Фенноскандии [Larocque, Hall, Grahn, 2001]. Для сглаживания первичных результатов реконструкции T_{VII} и идентификации основного тренда использовался метод сглаживания при помощи взвешенной локальной квадратичной регрессии (LOESS), который наиболее адекватен для временных рядов данных [Cleveland, Grosse, Shyu, 1993]. LOESS сглаживание выполнялось при размахе 0.20, т.е. по соседним точкам, количество которых составляло 20% от общего числа всех точек. Более детально методология проведения хирономидного анализа и последующих количественных палеотемпературных реконструкций была описана ранее [Ильяшук, Ильяшук, 2004; Ilyashuk et al., 2005].

Для интегрированной оценки тренда изменений структуры комплексов хирономид во времени, первоначально был выполнен непрямой ординационный анализ методом оценки соответствия на основе данных с исключённым трендом (DCA, detrended correspondence analysis). Результаты этого анализа показали, что длина первой DCA оси составляет менее суммы величин трех стандартных отклонений (2.07 единицы стандартного отклонения). Поэтому на завершающем этапе ординации комплексов был использован метод главных компонент (PCA, principal components analysis), предполагающий линейную модель зависимостей. Все ординационные анализы были выполнены с использованием программы CANOCO 4.0 [ter Braak et al., 1998].

Для построения диаграмм стратиграфических профилей были использованы пакеты программ TILIA 1.11 и TILIAGRAPH 2.20 [Grimm, 1991]. Программа Psimpoll 4.10 [Bennett, 2002] использовалась для выделения зон в стратиграфических профилях методом кластеризации на основе суммы квадратов и для определения количества статистически значимых зон ($p<0.05$) на основе модели разломанного стержня (broken-stick model) [Bennett, 1996].

Результаты и их обсуждение

Изменения комплексов членистоногих беспозвоночных оз. Купального в голоцене

При анализе остатков членистоногих беспозвоночных в донных отложениях оз. Купального были отмечены головные капсулы хирономид (Diptera: Chironomidae) и мокрецов (Diptera: Ceratopogonidae), мандибулы хаоборусов (Diptera: Chaoboridae), и экзоскелеты водных клещей (Chelicerata: Acariformes) (рис. 3). Все найденные остатки, среди которых наиболее многочисленными были остатки хирономид и водных клещей, принадлежали таксонам членистоногих, которые являются обычными для олиготрофных озер Фенноскандии.

Наибольшим разнообразием характеризовалась фауна хирономид, которая включала 31 таксон из четырех подсемейств: Orthocladiinae, Tanypodinae и Chironominae (трибы Chironomini,

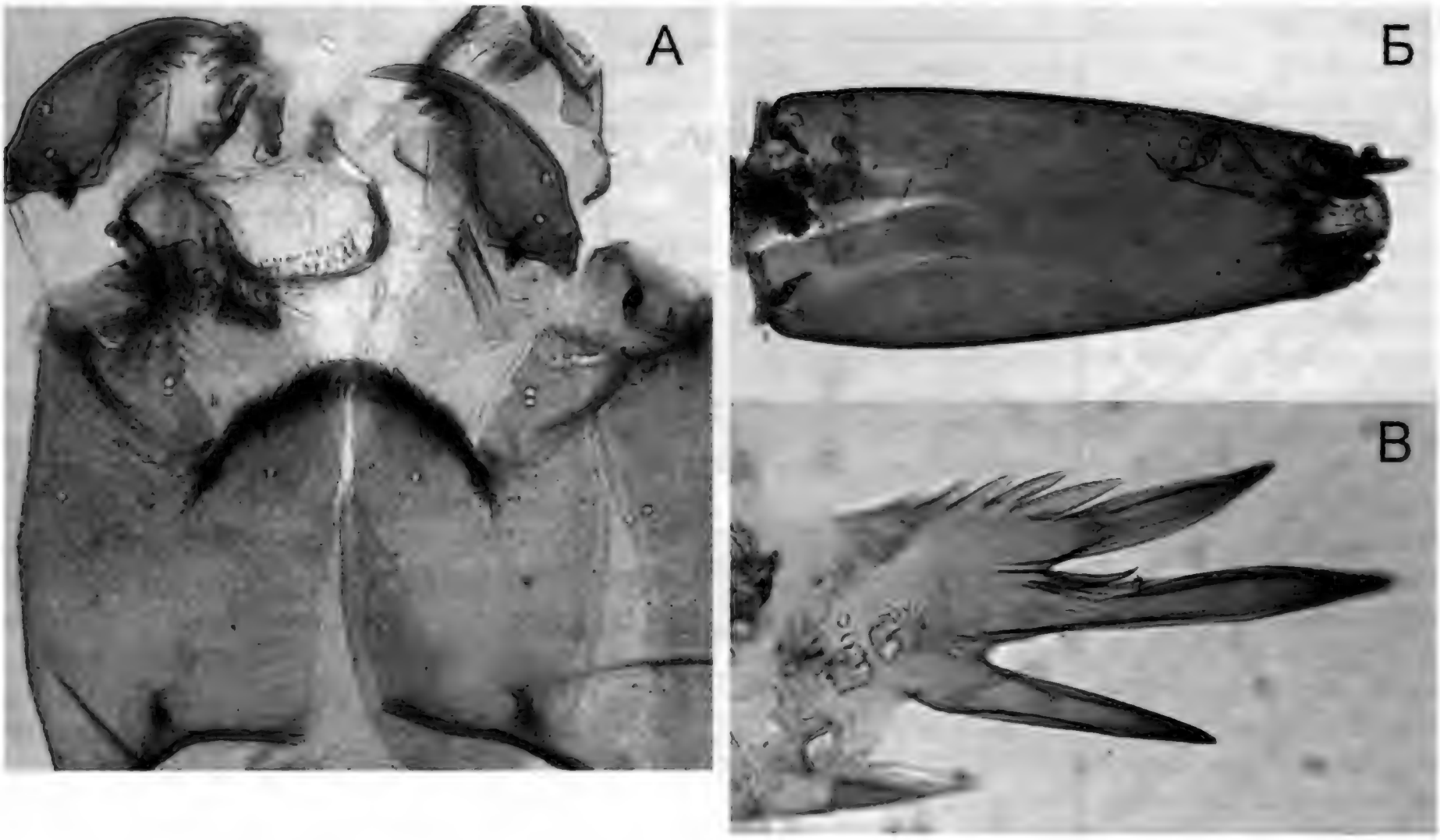

Рис. 3. Остатки личинок двукрылых насекомых из донных отложений оз. Купального: головные капсулы (А) – хирономиды *Zalutschia tatrica*-type и (Б) – мокреца *Bezzia*-type, мандибула (В) – хаоборуса *Chaoborus flavicans*-type.

Tanytarsini и Pseudochironomini). Стратиграфические профили для 21 таксона (исключая 10 наиболее редких) представлены на рисунке 4. Наиболее обильными на протяжении большей части голоцена были ортокладины *Zalutschia tatrica*-type и *Monopsectrocladius septentrionalis*-type, тогда как в раннем голоцене – танитарзина *Corynocera ambigua* и хирономина *Microtendipes pedellus*-type. Вместе эти перечисленные таксоны более чем на 60% определяли численность хирономид во всех слоях донных отложений. Водные клещи по всему профилю донных отложений были представлены преимущественно (более чем на 95% от общей численности) единственным видом *Trimalaconothrus maior*, местообитания которого обычно приурочены к зарослям водных мхов мелководной зоны водоемов [Solhøy et al., 2000].

В стратиграфии членистоногих беспозвоночных профиля озерных отложений было выделено шесть статистически значимых зон ($p<0.05$; зоны I–VI), которые указывают на наиболее существенные изменения в структуре комплексов и отражают наиболее заметные изменения климата на протяжении голоцена.

Около 10200 кал. л.н. в депрессии установилась озерная седиментация. Вскоре, образовавшееся озеро заселили хирономиды (зона I, ~10000–9800 кал. л.н.), среди которых доминировала *Corynocera ambigua*, таксон с широким диапазоном температурной толерантности [Larocque, Hall, Grahn, 2001], предпочитающий слабогумифицированные олиготрофные условия [Nyman, Korhola, Brooks, 2005]. Заметную долю в комплексах этого периода определяли так же теплолюбивые таксоны *Microtendipes pedellus*-type и *Psectrocladius litofilus*-type.

В период ~9800–9500 кал. л.н. (зона II) эти таксоны начали постепенно исчезать и доминирующее положение в комплексах стала занимать хирономида *Zalutschia tatrica*-type, хорошо адаптированная к умеренно теплому лету (T_{VII} = +8+12 °C) и предпочитающая глубоководные биотопы с зарослями мхов гумифицированных озер [Nyman, Korhola, Brooks, 2005]. Кроме этого, произошло резкое увеличение доли водных клещей *Trimalaconothrus maior*, предпочитающих заросли мхов литоральной зоны озер. Все эти изменения в структуре комплексов, несомненно, были обусловлены развитием почвенного покрова на водосборной территории озера при продолжающемся потеплении климата, и поступлением гуминовых веществ со стоком в водоем. Возрастание степени гумификации воды в озере, в свою очередь, было благоприятным для массового развития водных мхов по всей бентали водоема, что и обусловило значительные перестройки в структуре комплексов членистоногих беспозвоночных.

На протяжении ~9500–7850 кал. л.н. (зона III) продолжали доминировать таксоны, местообитания которых преимущественно приурочены к за-

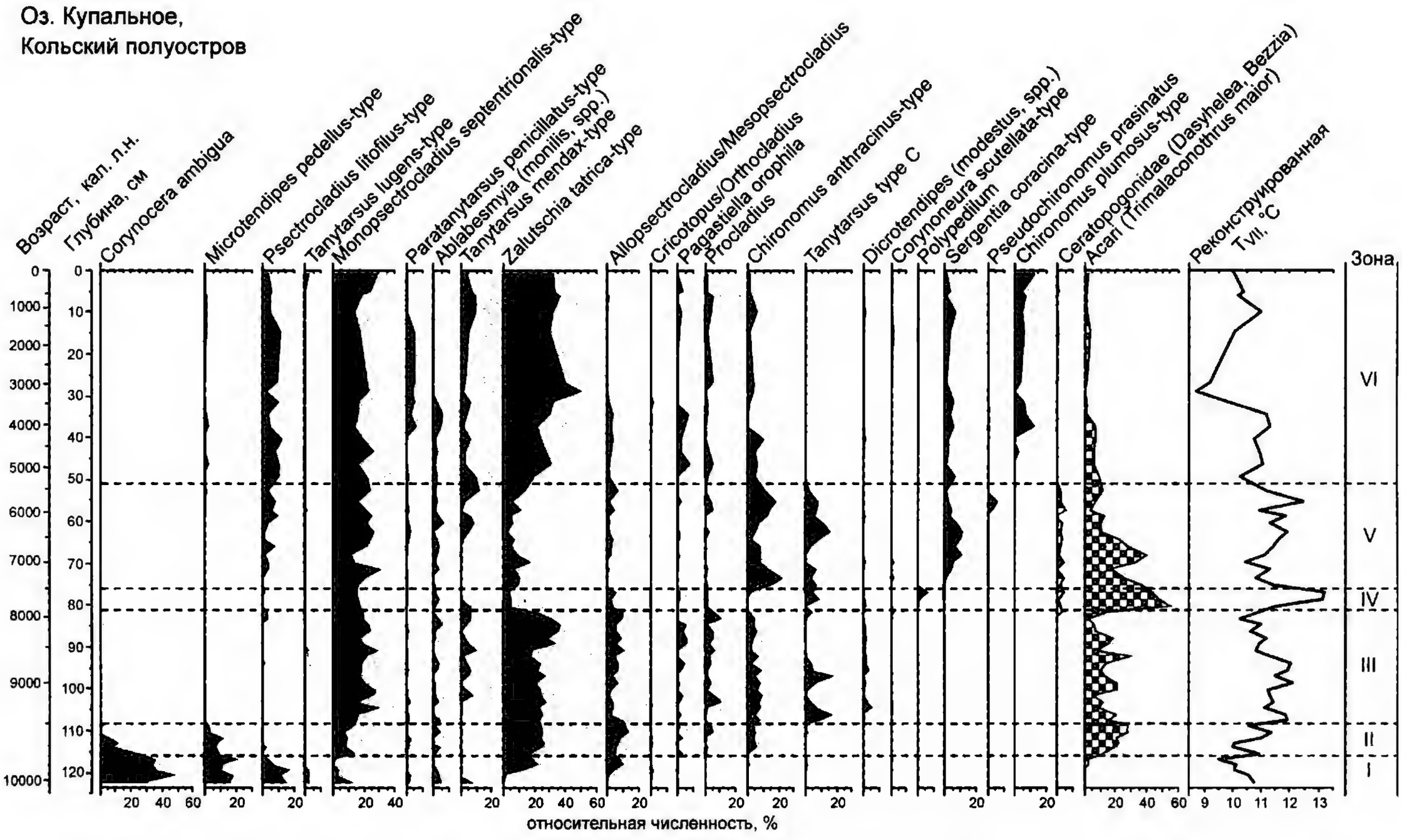

Рис. 4. Стратиграфические профили хирономид и других членистоногих из донных отложений оз. Купального и результаты реконструкции средних температур воздуха в июле (T_{VII}) по комплексам хирономид; серым цветом показано 10х увеличение.

рослям мхов литорали или более глубоководных участков озера. Хотя около 8200 кал. л.н. имело место резкое кратковременное снижение доли водных клещей и увеличение доли хирономиды *Zalutschia tatrica*-type, что, вероятно, отражает кратковременное похолодание климата и повышение уровня воды в озере в этот период.

Между ~7850–7500 кал. л.н. (зона IV) в комплексах резко снизилась доля хирономиды *Zalutschia tatrica*-type и возросла доля водных клещей, появились Ceratopogonidae. Столь выраженные перестройки в структуре комплексов дают основание предполагать, что в этот период имело место резкое потепление климата, которое, в свою очередь, привело к резкому снижению уровня эффективного увлажнения, и, следовательно, к резкому обмелению озера. При этом, доля мелководных биотопов с зарослями мхов стала преобладать в озере, что оказалось благоприятным для Acari и Ceratopogonidae, но привело к сокращению доли *Zalutschia tatrica*-type, предпочитающей глубоководные биотопы.

В течение продолжительного периода ~7500–5350 кал. л.н. (зона V) доля *Zalutschia tatrica*-type оставалась низкой, а доля водных клещей – высокой. В комплексах продолжали присутствовать Ceratopogonidae. Это предполагает условия теплого и сухого периода, когда уровень воды в озере оставался на относительно низком уровне.

После ~5350 кал. л.н. (зона VI) доля *Zalutschia tatrica*-type вновь резко увеличилась на фоне снижения доли водных клещей и исчезновения Ceratopogonidae. Появилась хирономида *Chironomus plumosus*-type, предпочитающая глубоководные биотопы. Отмечаемые изменения в структуре комплексов в начале этой зоны позволяют предполагать, что климат начал становиться более прохладным, а эффективное увлажнение возрастать. Это привело к повышению уровня воды в озере в начале второй половины голоцена. После ~4000 кал. л.н. и до настоящего времени структура комплексов оставалась относительно стабильной, что указывает на прохладный и влажный климат, сохраняющийся на протяжении всего этого периода.

Полученные результаты ординации (PCA) комплексов членистоногих, представленные на рисунке 5, хорошо согласуются с предполагаемыми изменениями климата и экосистемы озера в голоцене. Основываясь на величинах оптимумов и толерантности таксонов к T_{VII}, полученных в северной Фенноскандии [Olander et al., 1999; Brooks, Birks, 2001; Larocque, Hall, Grahn, 2001], а так же на знаниях о предпочтении отдельными таксонами биотопов мелководной или глубоководной зон озера [Макарченко, Макарченко, 1999; Wiederholm, 1983; Barley et al., 2006; Heiri, 2004], могут быть сделаны следующие интерпретации полученной ординационной диаграммы. В правой ее половине расположены комплексы, в которых доля более холодолюбивых таксонов выше, чем в комплексах левой половины диаграммы. Самую нижнюю часть диаграммы занимают комплексы, в которых доминируют таксоны, предпочитающие биотопы мелководной зоны, а самую верхнюю ее часть – комплексы, в которых преобладают таксоны, приуроченные, преимущественно, к биотопам глубоководной зоны озера.

Таким образом, имеются основания утверждать, что ось первой главной компоненты, объясняющая 32.3% вариаций в структуре комплексов, может быть интерпретирована как ось температурного фактора, а именно изменений T_{VII} на протяжении голоцена. Ось второй главной компоненты, объясняющая 21.0% вариаций в структуре комплексов, может быть интерпретирована как ось другого климатического фактора, а именно эффективного увлажнения, изменение которого непосредственным образом определяло колебания уровня воды в исследованном бессточном озере.

Климат в предгорьях Хибин в голоцене

Результаты палеотемпературных реконструкций, выполненных на основе комплексов хирономид из оз. Купального и из исследованного нами ранее оз. Беркут, Беломорское побережье Кольского полуострова [Ilyashuk et al., 2005], представлены на рисунке 6. При анализе и сравнении полученных результатов принимались во внимание сглаженные (LOESS) тренды изменений палеотемператур, поскольку именно сглаженные временные данные позволяют наиболее достоверно и адекватно судить о диапазонах изменения реконструированных климатических показателей, так же как и сравнивать между собой результаты реконструкций, полученные из различных исследуемых районов [Battarbee et al., 2002].

Полученные результаты указывают на то, что около 10200 кал. л.н. началось формирование экосистемы оз. Купального, когда климат в предгорьях Хибин был еще прохладнее современного не менее чем на 0.2°C. Эффективное увлажнение территории в исследуемом районе на фоне прохладного климата, очевидно, было на относительно высоком уровне, что способствовало образованию бессточного озера.

Вскоре после начала формирования оз. Купального, за относительно короткий период времени (9800–9500 кал. л.н.) произошло резкое потепление климата, и T_{VII} стали не менее чем на 0.5 °C превы-

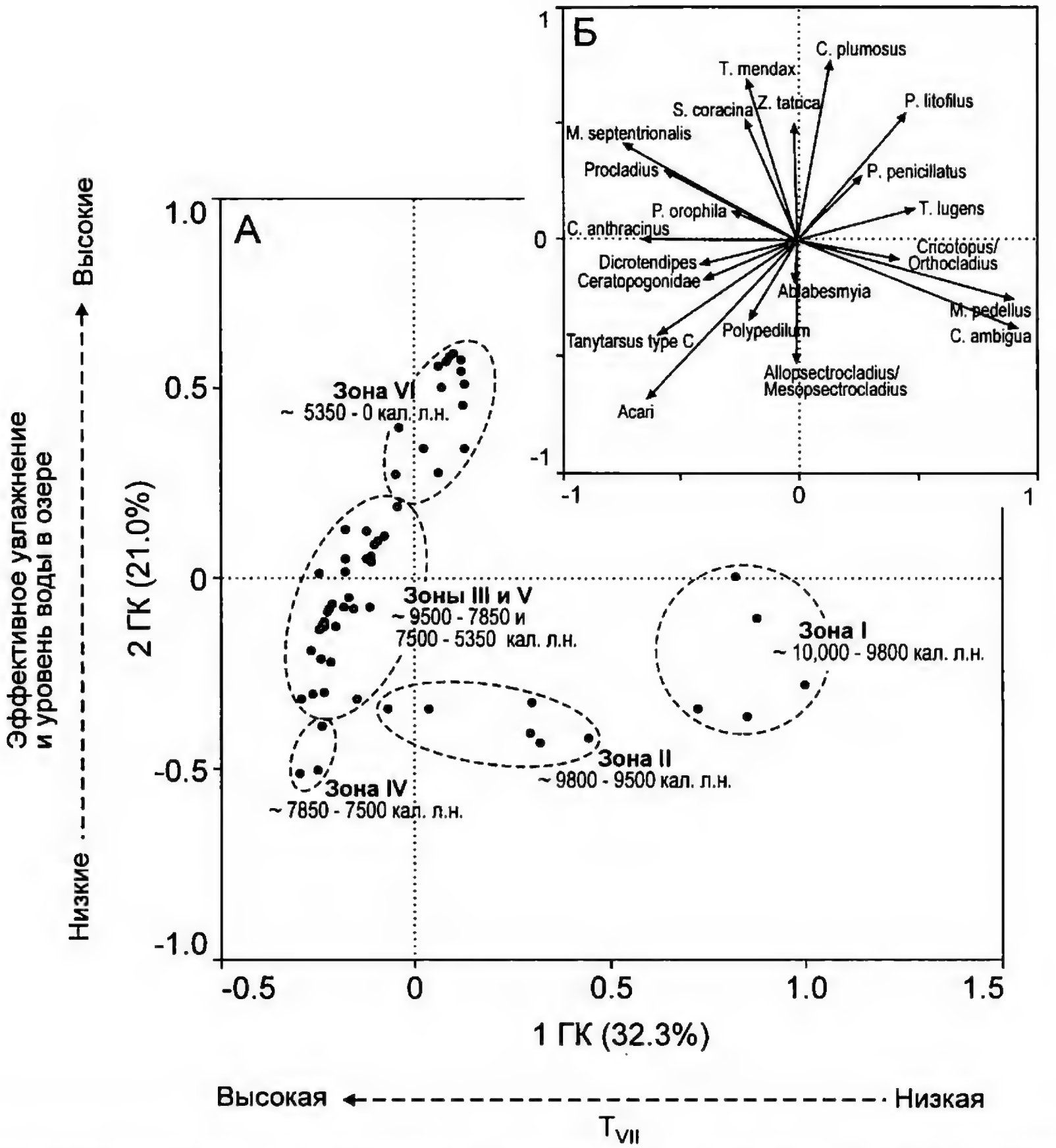

Рис. 5. Результаты ординации (PCA) комплексов членистоногих из оз. Купального: 1ГК и 2ГК – первая и вторая главные компоненты, в скобках – процент дисперсии, объясняемый главной компонентой; пунктирными стрелками показаны направления изменения предполагаемых главных факторов среды обитания членистоногих.

шать современные значения. После этого, на протяжении длительного периода времени, вплоть до ~4000 кал. л.н., климат в изучаемом районе предгорий Хибин оставался теплее современного. На отдельных отрезках времени этого периода (~9000–8700 кал. л.н., ~7800–7300 кал. л.н., и ~6300–6000 кал. л.н.) T_{VII} не менее чем на 1.0–1.2 °С были выше современных своих значений.

Обращает на себя внимание имевшее место в регионе резкое кратковременное похолодание климата в период между ~8500 и 8000 кал. л.н., максимум которого приходился на ~8200 кал. л.н., когда T_{VII} снизились почти до современного уровня (до ~10.8 °С, против современных 10.5 °С) (рис. 6). Резкое кратковременное похолодание климата ~8200 кал. л.н., связываемое со спуском ледниковых озер на североамериканском континенте и последующим опреснением поверхностных вод Северной Атлантики, отмечалось во многих регионах северного полушария [Alley et al., 1997]. Ранее, по результатам других исследований, основанных на пыльцевых анализах, было так же отмечено резкое похолодание климата в этот период на Кольском Севере [Елина, Лукашев, Юрковская, 2000]. Примечательно то, что на Баренцевоморском побережье Кольского полуострова в это время сформировалась зона тундры, южная граница которой в западной части по-

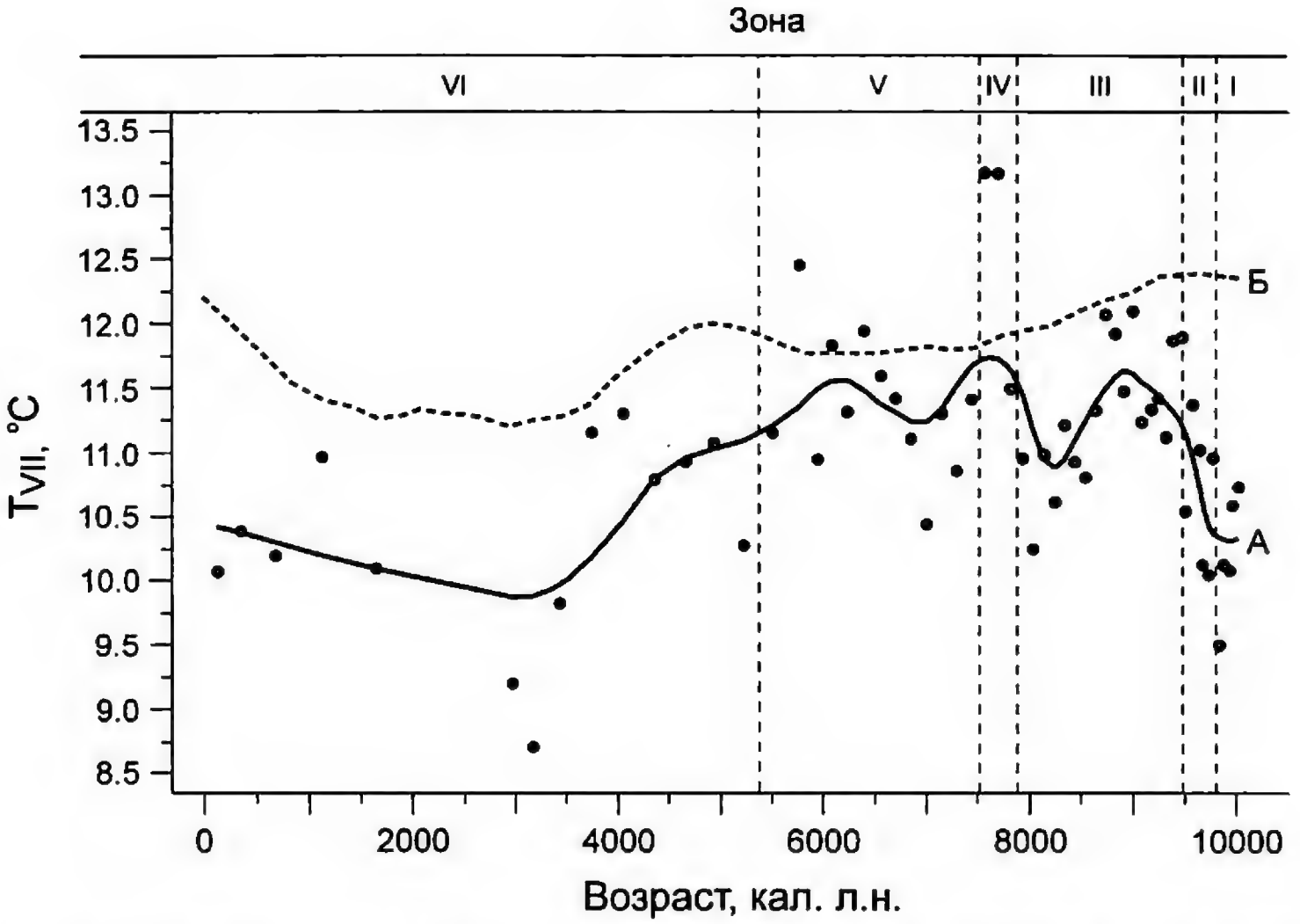

Рис. 6. Сглаженные тренды (LOESS) изменения среднемесячных температур воздуха в июле (T_{VII}) на протяжении голоцена, реконструированные на основе комплексов хирономид
А – предгорья Хибин (оз. Купальное; настоящее исследование), Б – Беломорское побережье (оз. Беркут [20]).

луострова совпадала с современным ее положением, а на востоке занимала более северное положение [Елина, Лукашев, Юрковская, 2000]. Это согласуется с результатами, полученными нами, и позволяет констатировать, что в западной более континентальной части полуострова похолодание ~8200 кал. л.н. носило более выраженный характер. Резкое снижение температур в этот период до современного уровня здесь сопровождалось резким увеличением уровня эффективного увлажнения и повышением уровня воды в бессточных озерах. Тогда как в восточной части полуострова с более мягким морским климатом, похолодание в этот период если и имело место, то носило менее выраженный характер, и каких-либо резких климатических изменений не отмечалось.

Сравнение результатов палеотемпературных реконструкций, полученных из предгорий Хибин и с южного побережья полуострова, позволяет говорить о более выровненном характере изменений климата в первой половине голоцена на Беломорском побережье, с более мягким морским климатом, (рис. 6). Кроме этого, наши результаты свидетельствуют о том, что среднеголоценовый температурный максимум в предгорьях Хибин начался несколько раньше и длился на протяжении более короткого периода времени (~6500–5700 кал. л.н.), чем на Беломорском побережье полуострова (~6000–4400 кал. л.н.). В этот период в более континентальной части региона T_{VII} не менее чем на 1 °С превышали свои современные показатели, тогда как на южном побережье полуострова они были на ~0.4 °С ниже современного уровня (рис. 6).

Результаты палеоклиматических реконструкций, основанные на стратиграфическом анализе остатков членистоногих беспозвоночных из оз. Купального свидетельствуют о том, что с началом наиболее теплого периода первой половины голоцена, который в предгорьях Хибин имел место между ~7800 и 7300 кал. л.н., в середине которого T_{VII} не менее чем на 1.2°С были выше современных, произошло резкое снижение уровня эффективного увлажнения, а это, в свою очередь, привело к резкому снижению уровня воды в озере. Поскольку стратиграфия комплексов членистоногих указывает на то, что озеро оставалось мелководным вплоть до ~5400 кал. л.н., можно говорить о том что климат в предгорьях Хибин был наиболее сухим на протяжении периода ~7800–5400 кал. л.н. Необходимо отметить тот факт, что на прибрежных территориях полуострова, как вблизи побережья Баренцева моря, так и на Беломорском побережье, климат, вероятно за счет близости морских акваторий, стал суше значительно позднее, начиная с ~7000 кал. л.н. На прибрежных территориях Белого моря сухой и теплый период был отмечен между ~7000 и

4000 кал. л.н. [Ilyashuk et al., 2005], а вблизи побережья Баренцева моря – между ~7000 и 3500 кал. л.н. [Boettger, Hiller, Kremenetski, 2003].

Большую часть второй половины голоцена, а именно после ~4000 кал. л.н. и до настоящего времени, можно характеризовать как период с наиболее прохладным и влажным климатом в предгорьях Хибин, на всем протяжении которого летние температуры были ниже современных. Наиболее низкие значения T_{VII} (~9.8°C) здесь имели место ~3000 кал. л.н. Похожая климатическая ситуация на протяжении последних 3.5–4.0 тыс. лет была отмечена и на побережье обоих морей Кольского полуострова [Ilyashuk et al., 2005; Boettger, Hiller, Kremenetski, 2003].

Заключение

Результаты палеоклиматических реконструкций, выполненных на основе стратиграфического анализа комплексов членистоногих беспозвоночных из колонки донных отложений, отобранной из озера, расположенного в предгорьях Хибин, свидетельствуют о значительных изменениях климата в центральных районах Кольского Севера на протяжении голоцена. Озерная седиментация в депрессии озера началась ~10200 кал. л.н., когда климат в регионе был прохладнее современного. За относительно короткий период времени (9800–9500 кал. л.н.) произошло резкое потепление климата, и T_{VII} стали не менее чем на 0.5°C превышать современные значения. После этого, вплоть до ~4000 кал. л.н., климат в изучаемом районе оставался теплым, и летние температуры на отдельных отрезках этого периода были на 1.0–1.2°C выше современных показателей. Между ~8500 и ~8000 кал. л.н. в предгорьях Хибин имело место резкое кратковременное похолодание, максимум которого приходился на ~8200 кал. л.н., когда T_{VII} снизились почти до современного уровня. Это похолодание сопровождалось резким увеличением уровня эффективного увлажнения территории и повышением уровня воды в бессточных озерах. Однако в восточной части полуострова, с более мягким морским климатом, похолодание в этот период если и имело место, то носило менее выраженный характер, и каких-либо резких климатических изменений не отмечалось.

В целом, изменения климата в первой половине голоцена на прибрежных территориях полуострова носили более выровненный характер, чем в предгорьях Хибин. Среднеголоценовый температурный максимум в предгорьях Хибин начался несколько раньше и длился на протяжении более короткого периода времени (~6500–5700 кал. л.н.), чем на Беломорском побережье полуострова. В этот период летние температуры в предгорьях Хибин не менее чем на 1°C превышали современные показатели. А наиболее сухим и теплым климат здесь был на протяжении периода ~7800–5400 кал. л.н., тогда как на прибрежных территориях полуострова, вероятно за счет близости морских акваторий, он стал становиться суше значительно позднее, после ~7000 кал. л.н. Последние 3.5–4.0 тыс. лет характеризуются наиболее прохладным и влажным климатом, как в предгорьях Хибин, так и на побережье обоих морей Кольского полуострова.

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют в контексте прогнозируемого глобального потепления климата заключить, что изменения климата будут иметь далеко не однозначный характер даже в пределах территории Кольского полуострова. Наиболее резкие и выраженные изменения климата при его потеплении будут иметь место в центральных районах полуострова, особенно в Хибинах, тогда как в прибрежных районах они будут иметь более сглаженный характер.

Литература

Давыдов А.А. Изменение температуры воздуха на Кольском полуострове и ледовитости Баренцева моря во второй половине двадцатого века // Вековые изменения морских экосистем Арктики. Климат, морской перигляциал, биопродуктивность. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 291–297.

Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. 242 с.

Ильяшук Е.А., Ильяшук Б.П. Анализ остатков хирономид из донных отложений водоемов при палеоэкологической реконструкции // Водные ресурсы. 2004. Т. 31, № 2. С. 223–235.

Калугина Н.С. Изменение подсемейственного состава хирономид (Diptera: Chironomidae) как показатель возможного эвтрофирования водоемов конце мезозоя // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы, Отд. биол. 1974. Вып. 79. С. 45–56.

Калугина Н.С. Палеонтологические данные и некоторые вопросы эволюции Culicoidea и Chironomoidea // Систематика и эволюция двукрылых насекомых. М.: Наука, 1977. С. 25–30.

Кобышева Н.В. (ред.) Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3: Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 2: Мурманская область. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 316 с.

Кордэ Н.В. Методика биологического изучения донных отложений озер // Жизнь пресных вод СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 4. С. 108–127.

Макарченко Е.А., Макарченко М.А. Chironomidae. Комары-звонцы // Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. СПб.: ЗИН РАН, 1999. Т. 4. С. 210–295, 670–857.

Менжулин Г.В. (ред.) Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука, 2002. 269 с.

Мягков С.М. (ред.) Природные условия Хибинского учебного полигона: Учебное пособие по практикам студентов-географов в Хибинах. М.: Изд-во МГУ, 1986. 170 с.

Назарова Л.Е. Изменения температурного режима Карельского побережья Белого моря // Румянцев В.А. (ред.) Экологическое состояние континентальных водоемов Северных территорий. СПб.: Наука, 2005. С. 148–153.

Терзиев Ф.С. (ред.) Справочник по климату СССР. Вып. 2: Мурманская область. Часть II: Температура воздуха и почвы. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 144 с.

Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago // Geology. 1997. V. 25. P. 483–486.

Barley E.M., Walker I.R., Kurek J., Cwynar L.C., Mathewes R.W., Gajewski K., Finney B.P. A northwest North American training set: distribution of freshwater midges in relation to air temperature and lake depth // J. Paleolimnol. 2006. V. 36. P. 295–314.

Battarbee R.W. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record // Quatern. Sci. Rev. 2000. V. 19. P. 107–124.

Battarbee R.W., Thompson R., Catalan J., Grytnes J.-A., Birks H.J.B. Climate variability and ecosystem dynamics of remote alpine and arctic lakes: the MOLAR project. // J. Paleolimnol. 2002. V. 28. P. 1–6.

Bennett K.D. Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence // New Phytologist. 1996. V. 132. P. 155–170.

Bennett K.D. Documentation for psimpoll 4.10 and pscomb 1.03. C programs for plotting pollen diagrams and analyzing pollen data. Uppsala: Uppsala University, 2002.

Boettger T., Hiller A., Kremenetski K. Mid-Holocene warming in the northwest Kola Peninsula, Russia: northern pinelimit movement and stable isotope evidence // The Holocene. 2003. V. 13. V. 403–408.

Bronk Ramsey. OxCal v.3.5 Program. Oxford, 2000.

Brooks S.J. Fossil midges (Diptera: Chironomidae) as palaeoclimatic indicators for the Eurasian region // Quatern. Sci. Rev. 2006. V. 25. P. 1894–1910.

Brooks S.J., Birks, H.J.B. Chironomid-inferred air temperatures from late-glacial and Holocene sites in north-west Europe: progress and problems // Quatern. Sci. Rev. 2001. V. 20. P. 1723–1741.

Cleveland W.S., Grosse E., Shyu W.M.: Local regression models // Chambers J.M., Hastie, T.J. (eds) Statistical models in S. London: Chapman & Hall, 1993. P. 309–376.

Francis D.R., Wolfe A.W., Walker I.R., Miller G.H. Interglacial and Holocene temperature reconstructions based on midge remains in sediments of two lakes from Baffin Island, Nunavut, Arctic Canada // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. V. 236. P. 107–124.

Grimm E.C. TILIA and TILIAGRAPH Software. Springfield: Illinois State Museum, 1991.

Heiri O. Within-lake variability of subfossil chironomid assemblages in shallow Norwegian lakes // J. Paleolimnol. 2004. V. 32. P. 67–84.

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // J. Paleolimnol. 2001. V. 25. P. 101–110.

Hofmann W. The significance of chironomid analysis (Insecta: Diptera) for paleolimnological research // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1988. V. 62. P. 501–509.

Ilyashuk B.P., Andreev A.A., Bobrov A.A., Tumskoy V.E., Ilyashuk E.A. Interglacial history of a palaeo-lake and regional environment: a multi-proxy study of a permafrost deposit from Bol'shoy Lyakhovsky Island, Arctic Siberia // J. Paleolimnol. 2006. V. 35. P. 855–872.

Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Hammarlund D., Larocque I. Holocene climatic and environmental changes inferred from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia // The Holocene. 2005. V. 15. P. 897–914.

Kremenetski C.V, Vaschalova T., Sulerzhitsky L. The Holocene vegetation history of the Khibiny Mountains: implications for the post-glacial expansion of spruce and alder on the Kola Peninsula, northwestern Russia // J. Quatern. Sci. 1999. V. 14. P. 29–43.

Larocque I., Hall R.I., Grahn E. Chironomids as indicators of climate change: a 100-lake training set from a subarctic region of northern Sweden (Lapland) // J. Paleolimnol. 2001. V. 26. P. 307–322.

Last W.M., Smol J.P. (eds.) Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques, Vol. 1. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2001. 541 p.

Last W.M., Smol J.P. (eds.) Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods, Vol. 2. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2001. 497 p.

Nyman M., Korhola A., Brooks S.J. The distribution and diversity of Chironomidae (Insecta: Diptera) in western Finnish Lapland, with special emphasis on shallow lakes // Global Ecol. Biogeogr. 2005. V. 14. P. 137–153.

Olander H., Birks H.J.B., Korhola A., Blom T. An expanded calibration model for inferring lakewater and air temperatures from fossil chironomid assemblages in northern Fennoscandia // The Holocene. 1999. V. 9. P. 279–294.

Porinchu D.F., MacDonald G.M. The use and application of freshwater midges (Chironomidae: Insecta: Diptera) in geographical research // Progr. Physic. Geogr. 2003. V. 27. P. 378–422.

Smol J.P., Birks H.J.B., Last W.M. (eds.) Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Zoological Indicators, Vol. 4. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2001. 211 p.

Solhøy I.W., Solhøy T. The fossil oribatid mite fauna (Acari: Oribatida) in late-glacial and early-Holocene sediments in Kråkenes Lake, western Norway // J. Paleolimnol. 2000. V. 23. P. 35–47.

Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., van der Plicht J., Spurk M. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000–0 cal BP // Radiocarbon. 1998. V. 40. P. 1041–1083.

ter Braak C.J.F., Šmilauer P. Canoco for Windows: software for Canonical Community Ordination (version 4). New York: Microcomputer Power, 1998.

Walker I.R. Chironomids as indicators of past environmental change // The Chironomidae: Biology and Ecology of Non-Biting Midges. London: Chapman & Hall, 1995. P. 405-422.

Walker I.R. Midges: Chironomidae and related Diptera // Smol J.P., Birks H.J.B., Last W.M. (eds.) Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Zoological Indicators, Vol. 4. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2001. P. 43–66.

Walker I.R., Cwynar L.C. Midges and palaeotemperature reconstruction – The North American experience // Quatern. Sci. Rev. 2006. V. 25. P. 1911–1925.

Wiederholm T. (ed.) Chironomidae of the Holarctic region, keys and diagnoses. Part 1 – Larvae // Entomologica Scandinavica. 1983. Suppl. 19. P. 1–457.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 67, 2007 г.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

НОВЫЕ НАХОДКИ ОСТАТКОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ПАВЛОДАРСКОМ ПРИИРТЫШЬЕ

А.В. Шпанский, Г.Ю. Пересветов, В.Н. Алиясова, С.В. Титов

Остатки ископаемых крупных млекопитающих у п. Григорьевка известны уже достаточно давно, первые материалы по ископаемым слонам были опубликованы К.Ж. Жылкибаевым [1975], определившем Mammuthus chosaricus (кости посткраниального скелета). Массовые регулярные сборы костного материала стали проводиться сотрудниками Павлодарского областного историко-краеведческого музея (ПОИКМ) в конце 1990-х годов. В настоящее время сборы костей проводятся совместно с сотрудниками Музея природы Павлодарского государственного педагогического института (МП ПГПИ), в результате чего коллекция разделена и хранится в разных музеях. В данной работе впервые приводится геологическое описание местонахождения с обобщением коллекционных материалов обоих музеев.

Работа поддержана грантом РФФИ 06-05-64779.

Географическое и геологическое положение местонахождения

Местонахождение находится на правом берегу р. Иртыш, выше п. Григорьевка, около 40 км севернее г. Павлодара (рис. 1). Здесь на протяжении 2 км обнажаются отложения II надпойменной террасы, берег регулярно подмывается и обновляется.

Терраса сложена аллювиальными неоплейстоценовыми отложениями (рис. 2). Сверху вниз обнажаются:

		м	м
1	Почва черная сверху с постепенным осветлением и побурением к низу, со значительным количеством вкрапленного среднезернистого песка	0.75	0.75
2	Светло-коричневые пески мелко-среднезернистые горизонтально слоистые, сильно уплотненные с небольшими тонкими прослойками карбонатизированных суглинков в верхней части	2.7	3.45
3	Коричневые плотные тонко горизонтально или волнисто слоистые суглинки. На обнаженной поверхности хорошо заметен белый налет, предположительно солевой. В средней части встречаются длинные линзы крупнозернистого песка до 15 см толщиной	2.1	5.55
4	Пески разнозернистые горизонтально и косослоистые желто-рыжие, местами бурые от окислов железа, иногда хорошо промытые и сортированные голубоватого оттенка. Содержат остатки крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса. В нижней части часто переходят в мелкий хорошо окатанный галечник. С размывом залегают на подстилающих глинах	1.75	7.3
5	Вязкие сизые местами очень плотные глины. В нижней по течению части обнажения в кровле слоя имеются карманообразные размывы заполненные мелким галечником и крупнозернистым песком, поверхности «карманов» уплотнены и ожелезнены, имеют бурую окраску, как и наполняющий их галечник. Местами окраска темнеет до черной и галечник цементируется	Вид-имая 1.0	8.3

Сборы костей в основном производятся из-под уреза воды, с глубины около 1 м, это позволяет предполагать, что большинство костей млекопитающих вымываются из отложений подстилающих глинистый слой 5. Кости в большинстве своем имеют хорошую сохранность, следы окатанности отсутствуют, сломы костей, как правило, свежие, эти наблюдения дают возможность предположить коренное захоронение костей ниже уровня воды. Трудность извлечения костного материала из-под воды приводит к значительной выборочности в сборах материала, к искажению и неполноте характеристики видового состава местонахождения – незначительно количество мелких костей скелета, отдельных зубов и в целом количество костей мелких животных. Тем не менее, общее количество остатков весьма велико и разнообразно, имеется значительное количество краниального и челюстного материала. Некоторые переотложенные кости встречаются в песках (слой 4) над глинами. Но они представлены сильно трещиноватыми и рассыпающимися об-

Рис. 1. Географическое положение местонахождения Григорьевка (Павлодарская область, Республика Казахстан).

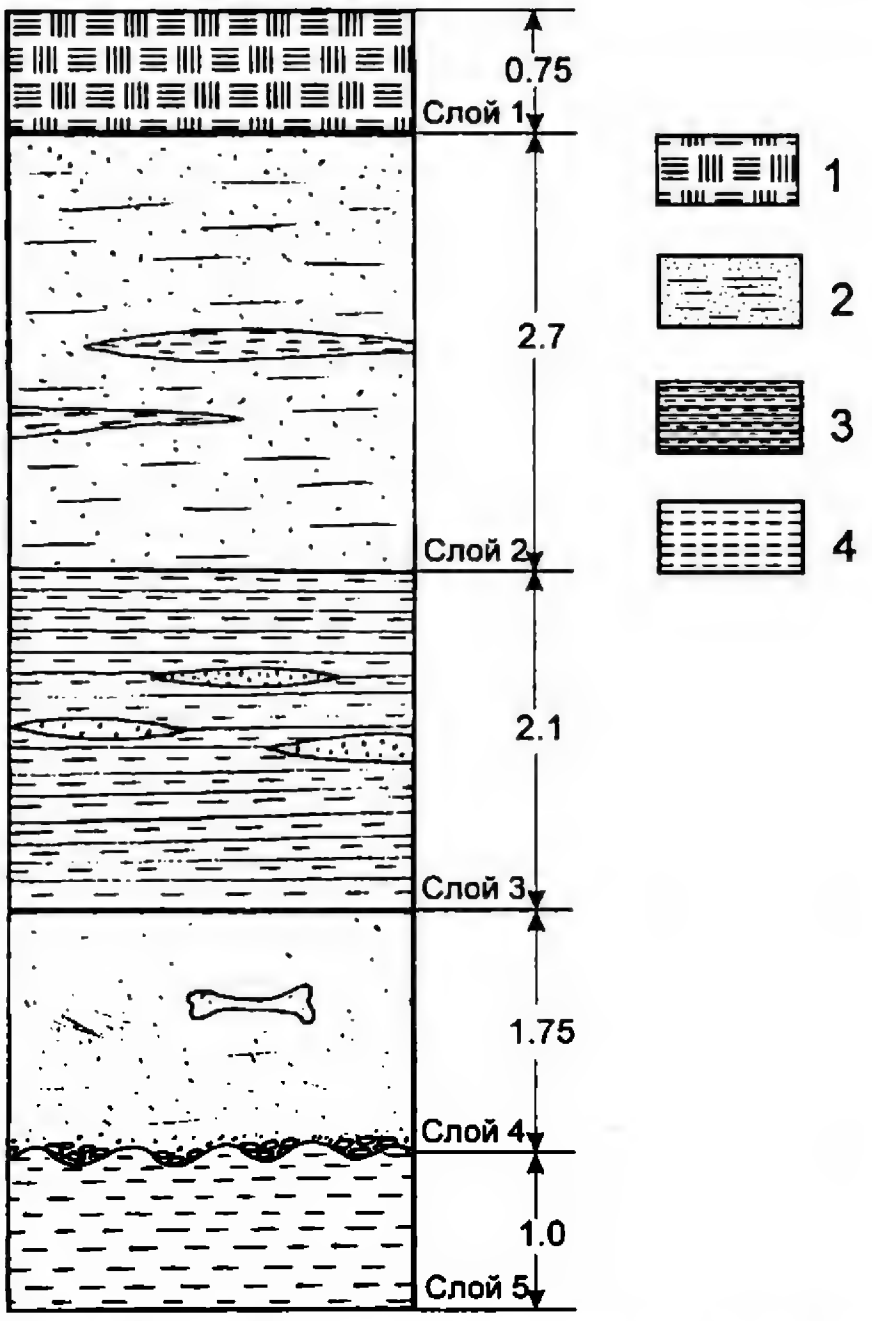

Рис. 2. Схема геологического строения четвертичных отложений у п. Григорьевка (Павлодарская область, Республика Казахстан)

1 – почва; 2 – пески второго и четвертого слоев; 3 – горизонтально-слоистые суглинки; 4 – вязкие сизые глины.

ломками. В этом же слое найдена часть костей окрашенных в различные оттенки красного цвета. Вероятно, с этим слоем связан костеносный горизонт содержащий мамонтовую фауну (см. ниже), часть костей имеющих подобную сохранность и извлеченные из-под уреза воды были смещены ниже по разрезу в результате размыва отложений.

Видовой состав местонахождения и сохранность костей подразумевают наличие двух разновозрастных фаунистических комплексов (табл. 1). Одна группа костей имеет однозначно более древний возраст и в видовом отношении представлена видами тобольского (сингильского) фаунистического комплекса (фауна с. Татарки по Э.А. Вангегейм, [1977]), для среднего неоплейстоцена Казахстана (по Б.С. Кожамкуловой, [1969]) выделен прииртышский комплекс, который охватывает сингильский (тобольский – фауна с. Татарки), хазарский (самаровский) и раннюю фазу мамонтового фаунистических комплексов Восточной Европы. В местонахождении у п. Григорьевка выявлены – сибирский эласмотерий, лошадь близкая к мосбахско-германской юго-востока Западно-Сибирской равнины [Форонова, 1990; Шпанский, 1999, 2003; Shpansky, 2006], верблюд кноблоха, крупный бизон, гигантский олень, трогонтериевый(?) слон. Эти кости имеют пепельно-серый цвет с многочисленными крапинками окислов магния. Необходимо отметить, что для ранее описанных К.Ж. Жылкибаевым [1975] костей Mammuthus chosaricus Dubr. из этого местонахождения геологическая привязка не указана.

Таблица 1. Видовой состав млекопитающих в местонахождении у п. Григорьевка

Виды	Количество остатков	%	Количество особей	%
Canis lupus L.	1	0,4	1	3,7
Mammuthus primigenius (Blumenbach)	19	8,1	3?	11,1
Mammuthus ex gr. trogontherii (Pohlig)	1	0,4	1	3,7
Elasmotherium sibiricum Fischer	5	2,1	1?	3,7
Coelodonta antiquitatis (Blumenbach)	5	2,1	2	7,4
Equus ex gr. mosbachensis-germanicus	8	3,4	2	7,4
Equus sp.	1	0,4	1	3,7
Bison priscus Bojanus	111	47,4	8	29,6
Saiga tatarica	3	1,3	2	7,4
Megaloceros giganteus Blumenbach	10	4,3	3	11,1
Cervus elaphus L.	43	18,4	2?	7,4
Camelus knoblochi Nehr.	2	0,9	1	3,7
Неопределено	24	10,3		
Всего:	234		27?	

Вторая группа костей имеет более молодой возраст и представлена видами типичными для мамонтового фаунистического комплекса – бизон, благородный олень, гигантский олень, лось, мамонт, шерстистый носорог, мелкая лошадь. Большинство этих костей имеют ржаво-красную окраску, иногда с отслоением надкостницы, часто бывают хрупкими. Отличительной особенностью этой группировки является значительное количество остатков оленей (гигантского и особенно благородного), на фоне большого и типичного для многовидовых местонахождений позднего неоплейстоцена обилия остатков бизонов. При этом количество лошадей наоборот крайне мало. Кроме того, была найдена переотложенная правая пяточная кость Hipparion sp., имеющая следы окатанности.

Необходимо отметить, что среди большого количества остатков бизонов имеются как более древние, так и молодые, разделение их по возрасту в настоящее время является одной из главных задач. Вероятно, это же относиться и к остаткам гигантского и благородного оленей. К трогонтериевому слону отнесена крупная большая берцовая кость молодого животного. Верблюд кноблоха определен по фрагменту правой передней конечности очень крупных размеров.

После уточнения видового состава более древнего комплекса можно будет точнее определить время формирования костеносного горизонта. Но уже сейчас можно сказать что фаунистический комплекс представлен видами с различной экологической приспособленностью – преобладают виды, обитающие на открытых пространствах – бизоны, лошади, слон (близкий к трогонтериевому), верблюд кноблоха, но имеются и виды тяготеющие к пойменным зарослям – эласмотерий, гигантский олень.

Литература

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 172с.

Жылкибаев К.Ж. Древние слоны Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. 132 с.

Кожамкулова Б.С. Антропогеновая ископаемая териофауна Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 149 с. Таблицы I-XXXIV.

Форонова И.В. Ископаемые лошади Кузнецкой котловины. Новосибирск, 1990. 131 с.

Шпанский А.В. Четвертичные лошади юго-востока Западной Сибири // Проблемы геологии и освоения недр. Томск: ТПУ, 1999. С. 52-54.

Шпанский А.В. Четвертичные млекопитающие Томской области и их значение для оценки среды обитания. Томск: «Раушбах», 2003. 162 с.

Шпанский А.В. Крупные млекопитающие среднего неоплейстоцена Томского Приобья // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. М.: ПИН РАН, 2005. С. 167-180.

Shpansky A.V. Quaternary mammal remains from the Krasniy Yar locality (Tomsk region, Russia) // Quaternary International. № 142-143. 2006. P. 203-207. 3rd International Mammoth conference. Dawson. Yukon. Canada.

ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ ВАДИМА АЛЕКСАНДРОВИЧА РАНОВА

15 сентября 2006 г. археология и четвертичная геология потеряли одного из ярких своих представителей и тружеников, члена Четвертичной Комиссии РАН – Вадима Александровича Ранова.

Родился В.А.Ранов 16 февраля 1924 г. в Курганской области. В 14 лет вместе с родителями он переехал в Душанбе, где жил до своей кончины. В 1943–45 гг. сражался на фронтах Великой отечественной войны, командовал сперва расчетом 45-мм противотанковой пушки, а потом – артиллерийским взводом. Имел два ранения и два боевых ордена. После войны служил в Китае. В 1948 г. вместе со своей 201 стрелковой дивизией вернулся в Душанбе, демобилизовался, окончил 10-й класс вечерней школы и в 1949 г. поступил в Таджикский госуниверситет. С 1951 г. начинаются его экспедиционные работы, а с 1953 г. его основные интересы связаны с археологией каменного века.

После открытия в 1938 г. А.П.Окладниковым палеолита в горах Средней Азии практически всю вторую половину XX века ведущим и наиболее ярким исследователем каменного века, особенно палеолита, в этом регионе стал В.А. Ранов. Свои обстоятельные исследования он вел в Таджикистане, а его маршрутные обследования постепенно охватили все соседние страны – Узбекистан, Киргизию, Туркмению, Афганистан.

В деятельности В.А. Ранова довольно определенно намечается два основных этапа. На первом, продолжавшемся 20 лет (1953–1973 гг.), он сосредоточивал исследования на многочисленных мустьерских, верхнепалеолитических и неолитических памятниках, связанных с террасовыми поверхностями, а на втором – 30-летней продолжительности – на так называемом лёссовом палеолите, когда был открыт ряд более древних местонахождений. Эти этапы различались и по содержанию ведущих методов поиска, и по стратиграфической приуроченности археологических объектов. На первом этапе преобладали геолого-геоморфологические методы изучения террасовых образований, а на втором – выделение педокомплексов в мощных лёссовых покровах и климатостратиграфическое расчленение лёссово-почвенных серий. Специфика первого этапа в значительной степени определялась тем, что именно в это время в республиках Средней Азии формировались региональные и корреляционные стратиграфические схемы антропогена, опиравшиеся в основном на расчленение террасовых образований (исследования Н.П. Васильковского, Ю.А. Скворцова, Г.Ф. Тетюхина, Н.П. Костенко, О.К. Чедия). Второй этап начался примерно с начала 70-х годов минувшего столетия, когда на лёссово-почвенные серии геологами-стратиграфами было обращено специальное внимание. Тогда же были обнаружены первые артефакты в погребенных почвах водораздельных лёссовых покровов.

Свои первые исследования В.А. Ранов начинал в составе полевого отряда под руководством А.П. Окладникова, учеником которого считал себя. Затем последовали плодотворные сезоны работ с Б.А. Литвинским. Но уже с 1955 г. он становится руководителем самостоятельного отряда. С самого начала В.А. Ранов проявил себя неутомимым и удачливым исследователем, работая в течение почти каждого полевого сезона в нескольких регионах. Обычно это были Таджикская депрессия, Памир, Фергана. Он часто при-

мыкал к отрядам других исследователей (А.Н. Бернштам на Северном Памире, Ю.А. Заднепровский и Н.В. Макарова в Киргизии, Б.К.Лузгин в Туркмении и др.). Постепенно он обрастал учениками, которые в дальнейшем приобретали все большую самостоятельность.

Начало первого этапа (1953–1961 гг.) принесло большие успехи и открытия. Достаточно назвать лишь наиболее важные вновь открытые объекты: в Таджикской депрессии – Кара-Бура, Ак-Джар, Шугноу, Туткаул, Огзи-Кичик; на Памире – Ошхона; в Фергане – Джар-Кутан, Ак-Тенги – так называемый кайраккумский палеолит.

В.А. Ранову были присущи широта научных интересов, стремление к комплексности исследования каждого археологического памятника в стратиграфическом и палеогеографическом аспектах одновременно с очень тщательной его документацией. Человек и среда обитания – общепризнанная ныне парадигма в археологии – были в его работах неразрывными частями уже с 60-х годов XX века. Он одинаково профессионально владел методикой полевых археологических исследований, строгим научным анализом фактического материала и необходимыми способностями к широким сопоставлениям и обобщениям. Знание мировой литературы, коллекций каменного материала разных стран, общение с коллегами – как личное, так и путем переписки и обмена литературой – позволяли ему свободно ориентироваться в сложных вопросах археологии каменного века и принимать оригинальные решения.

По существу, итогом работ начала первого этапа можно считать защищенную в 1963 г. кандидатскую диссертацию на тему «Каменный век Таджикистана». Дальнейшие исследования до 1973 г. знаменуются важными обобщениями и расширением работ на смежных территориях. В 1962 г. В.А. Ранов организует поездку по памятникам Ферганы, открытым П.Т. Коноплей, а в 1966 г. – по крупнейшим стоянкам Узбекистана и Киргизии. В это же время публикуются важные обзоры и монографии: «Древности Кайрак-Кумов» (1962 г., совместно с Б.А. Литвинским и А.П. Окладниковым), «Каменный век Таджикистана» (1965 г.), «Палеолитические находки в Южной Фергане» (1967 г., совместно с С.А. Несмеяновым и П.Т. Коноплей). Совместно с Б.К. Лузгиным публикуются материалы по каменному веку юга Туркмении (1966 г.), а с А.А. Никоновым – по палеолиту и мезолиту Южного Таджикистана и Северного Афганистана (1973 г.).

Логичным завершением первого этапа стала монография В.А. Ранова и С.А. Несмеянова «Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии» (1973 г.). В ней отражена археологическая и геолого-геоморфологическая характеристика всех основных памятников, представленная на фоне единой корреляционной стратиграфической схемы. Памятники разделены В.А. Рановым на две группы: 1) стоянки леваллуа-мустьерской фации, близкие к переднеазиатским и 2) памятники, которые находят аналогии в восточной Азии, особенно в соанской культуре Индии. Доклад о галечных культурах Средней Азии был представлен В.А. Рановым на VII международном конгрессе археологов в Праге (1966 г.). Другим важным итогом данного этапа служат палеоэкологические реконструкции по наиболее крупным мустьерским стоянкам открытого и пещерного типа в предгорьях Памира и Тянь-Шаня, а также более молодым культурам на Памире.

На этом этапе В.А. Ранов принимал самое активное участие во всех среднеазиатских совещаниях геологов-четвертичников и археологов. На них особенно ярко проявился его зажигательный и общительный характер, привлекавший к нему столь же деятельных соратников из самых разных регионов СССР. Благодаря этому и многочисленным публикациям, результаты его исследований быстро становились широко известными. Его активность, богатый опыт и бескомпромиссность позволяли высказывать оригинальные представления по поводу посещавшихся им многочисленных стоянок. Немалую роль играло его участие в работе Географического общества Таджикистана, в котором тогда объединился ряд столь же активных и своеобразных исследователей – О.Е. Агаханянц, О.К. Чедия, Л.Ф. Сидоров и др. Много сил отдавал он популяризации результатов научных исследований.

Вадим Александрович обладал «легким пером», писал постоянно и много. Это касалось и научных работ, и популярных статей, и книг, и газетных заметок об экспедициях, и эпистолярного жанра. Многочисленные книги, сольные и в соавторстве, бесчисленные статьи в самых разных изданиях и на разных языках – это неоценимый и, по всей вероятности, еще неосвоенный фонд отечественной археологии. Легко читаются прекрасно написанные им статья «По следам каменного века» (в книге «Археологи рассказывают», 1959 г.), книги – «Археологи на крыше мира» (1967 г.) и «Древнейшие страницы истории человечества» (1988 г.). Многочисленны его выступления по радио и телевидению.

Второй этап (1973–2006 гг.), как отмечалось выше, был временем изучения главным образом лёссового палеолита и открытия древнейших, вплоть до 900 тыс. лет назад, археологических па-

мятников в Таджикистане: Каратау, Лахути, Худжи, Кульдара, Оби-Мазар, Карамайдан, Хонако и др. Первые артефакты из палеопочв, добытые в 70-е годы геологами, оказались на рабочем столе Вадима Александровича, заставив его совершенно по-новому взглянуть на историю заселения древним человеком водораздельных пространств в предгорьях Западного Памира и Тянь-Шаня и в то же время переосмыслить или утвердиться в уже известных фактах, касающихся развития каменных индустрий в регионе. Изучение мощных толщ лёссово-почвенной формации потребовало новых методов, новых подходов. В.А. Ранов стал широко использовать климатостратиграфию. Как и в более ранних исследованиях, он теснейшим образом сотрудничал с геологами, палеонтологами, палинологами, почвоведами, палемагнитологами. В результате детальных работ на лёссовых местонахождениях палеолита Таджикистана В.А.Рановым была заложена основа нового направления – лёссового палеолита Центральной Азии.

Работать с Вадимом Александровичем в экспедициях всегда было поучительно и интересно. Его стремление к взаимодействию, открытость, дружественность, увлеченность делом очень способствовали и обсуждению научных вопросов, и выполнению исследований на хорошем уровне, не говоря уже о радости и творческой атмосфере при общении с ним. Его энергия, заинтересованность, энтузиазм при выполнении даже казалось бы рутинной работы на раскопе и присущие ему постоянные оптимизм и юмор магнетически действовали и на молодых сотрудников, и на уже умудренных опытом коллег.

В.А. Ранова охотно приглашали в страны Европы и Азии на конференции и для чтения лекций, поскольку он приезжал неизменно с новыми материалами, оригинальными идеями и умел излагать их содержательно, интересно, в яркой форме. Будучи к тому же увлекательным собеседником, с запасом занимательных историй, он со всеми находил общий язык, всегда был желанным гостем и сам с радостью и удовольствием принимал в Таджикистане коллег из различных регионов и других стран. Видные ученые-археологи из США, Великобритании, Германии, Франции, Индии, Китая и других стран с интересом и пользой не просто побывали у В.А. Ранова, в его лаборатории, но и принимали участие в экспедиционных работах и раскопках, иногда по несколько сезонов подряд. Как правило, это выливалось затем в совместные доклады и публикации. В такого рода сотрудничестве В.А. Ранов всегда оставался лидером, независимым исследователем. В каждой из зарубежных поездок, даже во время участия в какой-либо конференции, он находил возможность для изучения коллекций артефактов в местном университете или музее. Именно таким путем, а не только по литературе, он в совершенстве освоил типологию культур каменного века, их временные и региональные особенности, что позволяло ему свободно ориентироваться в самых трудных вопросах археологии и истории развития техники изготовления каменных орудий.

В 1982 г. как один из крупнейших знатоков каменного века В.А. Ранов был избран секретарем комиссии ИНКВА «Палеоэкология древнего человека», а в 1991 г. – вице-президентом этой комиссии. С 1986 г. В.А. Ранов – член-корреспондент Германского археологического института, с 1994 г. – пожизненный член Клер Колледжа (Кембридж, Англия). В 1994 г. В.А. Ранов был избран член-корреспондентом Академии наук Таджикской ССР.

Крупный вклад в археологию каменного века, огромный опыт полевых исследований, большой международный авторитет ставят В.А. Ранова в ряды одного из лидеров археологической науки. Наука потеряла неутомимого труженика, талантливого исследователя, организатора крупных проектов, автора не блекнущих трудов. Память о нем сохранится в сотнях опубликованных им работ, в душах его соратников и учеников.

С.А. Несмеянов, С.А. Лаухин, А.Е. Додонов, А.А. Никонов, А.В. Пеньков, М.М. Пахомов, В.А. Волгина, М.В. Сотникова, Г.А. Поспелова, Н.И. Дроздов, В.А. Жуков

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 5

Л.П. Имаева, В.С. Имаев, Б.М. Козьмин, А.И. Сергеенко, И.Н. Белолюбский, К. Зигерт НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ, СТРАТИГРАФИЯ КВАРТЕРА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ТЕРРИТОРИИ АРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ВЕРХОЯНЬЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ)..... 6

Ю.А. Лаврушин ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ СОБЫТИЯ В БАССЕЙНЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В ПОСЛЕДНИЕ 60 ТЫС. ЛЕТ..... 20

М.А. Левитан, Р. Штайн ИСТОРИЯ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 130 ТЫС. ЛЕТ..... 33

И.М. Хорева ОСНОВНЫЕ РУБЕЖИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ ЕВРАЗИИ: ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ, ПАЛЕОМАРИНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ, ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ ФОРАМИНФЕР)..... 44

В.Я. Евзеров, О.П. Корсакова, В.В. Колька ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ В БЕЛОМОРСКОЙ ДЕПРЕССИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 130 ТЫСЯЧ ЛЕТ (СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ)..... 54

С.И. Рокос, Г.А. Тарасов ГАЗОНАСЫЩЕННЫЕ ОСАДКИ ГУБ И ЗАЛИВОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ..... 66

А.Э. Басилян, П.А Никольский ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЫСА КАМЕННЫЙ (О. НОВАЯ СИБИРЬ)..... 76

Б.П. Ильяшук, Е.А. Ильяшук, Д. Хаммарлунд ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ПРЕДГОРЬЯХ ХИБИН, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, НА ПРОТЯЖЕНИИ ГОЛОЦЕНА..... 85

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

А.В. Шпанский, Г.Ю. Пересветов, В.Н. Алиясова, С.В. Титов НОВЫЕ НАХОДКИ ОСТАТКОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ПАВЛОДАРСКОМ ПРИИРТЫШЬЕ..... 97

ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ ВАДИМА АЛЕКСАНДРОВИЧА РАНОВА..... 100

CONTENTS

PREDICTION 5

L.P. Imayeva, V.S. Imayev, B.M. Kozmin, A.I. Sergeyenko, I.N.Belolubsky, K. Zigert THE NEYEST STRUCTURES, STRATIGRAPH OF QUARTER AND NEW GEODINAMICS OF COASTAL SHELFZONE OF THE NORTH VERKHOYANIA (YACUTIAN NORTH EAST)..... 6

Yu.A. Lavrushin EASTERN NATURAL EVENTS IN THE BASIN OF THE NORTH ICY OCEAN AT THE LAST 60 TH. YEARS..... 20

M.A. Levitan, R. Stain THE HISTORYOF THE RATE SEDIMENTATION IN THE NORTHERN ICY OCEAN DURING THE LAST 130 TH. YEARS..... 33

I.M. Khoreva THE BASIC BOUNDARIES OS THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE IN THE EURASIAN ARCTIC SEAS: THE CORRELATION, PALAOMARINOLOGICAL ASPECTS, THE REASONS OF ORIGINE (IN ACCORDANCE OF THE FORAMINIFER STUDIES)..... 44

V.Ya. Ewzerow, O.P. Korsacova, V.V. Kolka THE HISTORY OF THE DEVELOPMENT OF THE MARINE BASINS AT THE DEPRESSION OF THE WHITE SEA DURING THE LAST 130 TH. YEARS (THE PRESENT STATE AND PERSPECTIVES OF THE INVESTIGATION..... 54

S.I. Rokos, G.A. Tarasov GASCONTAINING SEDIMENTS OF THE SEASHOALS AND BAYS OF THE SOUTHERN PART OF THE KARA SEA..... 66

A.E. Basilan, P.A. Nicolsky THE KEYSECTION O THE QUATERNARY DEPOSITS AT THE CAPE KAMENNY (ISLAND NOVAYA SIBIR)..... 76

B.P. Ilyathuk, E.A. Ilyathuk, D. Khammarlund THE CLIMATECHANGES OF THE KHYBINIAN PIEDMONTS OF KOLA PENINSULA DURING THE HOLOCENE..... 85

SCIENTIFIC NOTES

A.V. Shpansky, G.Yu. Peresvetov, V.N. Aliyasova, S.V. Titov NEW FINDINGS OF THE QUATERNARY MAMMALS REMAINS IN PAVLODAR PRIIRTISH AREA..... 97

THE SCIENTIFIC LOST

MEMORY OF VADIM ALEKSANDROVICH RANOV..... 100

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА № 67

Подписано к печати 04.04.2007. Формат 62x94 1/8. Бумага офсет № 1, 80 г/м^2.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 15,0. Тираж 300 экз. Тип. ВТИИ. Москва. Зак. № 87с

Издательство ПК ГЕОС. 125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92. E-mail: geos@ginras.ru